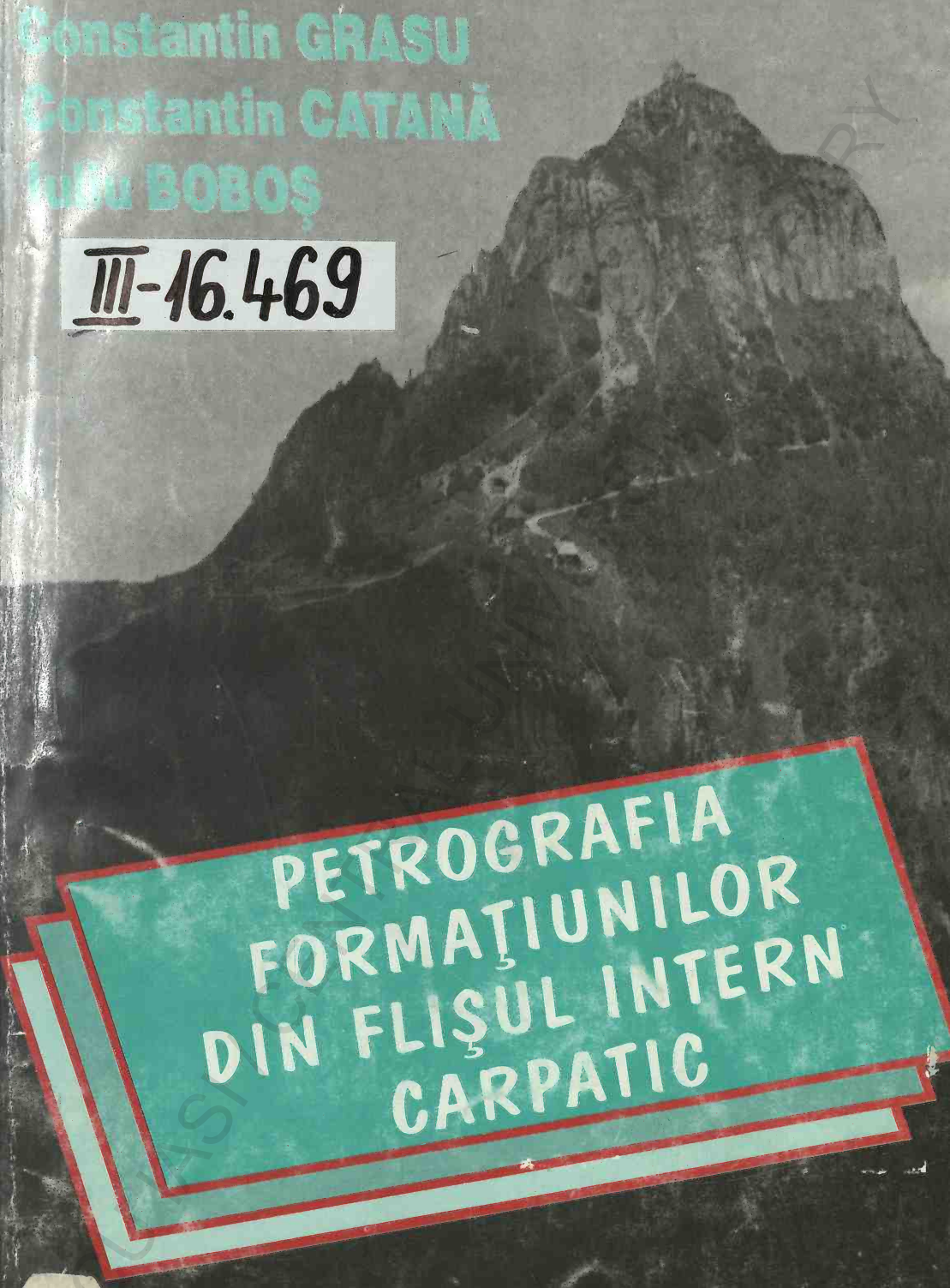
Constantin GRASU
Constantin CATANĂ
Iuliu BOBOŞ

III-16.469



PETROGRAFIA FORMAŢIUNILOR DIN FLIŞUL INTERN CARPATIC

16.469

EDITURA TEHNICĂ

BIBL. CENTR. UNIV.
M. „EMINESCU" IAȘI
GEOLOGIE-GEOGRAFIE
III - 16.469

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

PETROGRAFIA FORMAŢIUNILOR DIN FLIŞUL INTERN CARPATIC

Dedicăm această carte memoriei profesorilor Ion ***GUGIUMAN*** *şi Constantin* ***MARTINIUC*** *de la Universitatea din Iaşi, care au diriguit cu înţelepciune, mai mulţi ani de-a rândul, destinele Staţiunii "Stejarul" de la Pângăraţi*

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Petrology of Formations from Inner Flysch - Romanian Eastern Carpathians

This volume represents the continuation of author's studies on the petrology of sedimentary formations of the Eastern Carpathians.

The first one, published in 1988 dealt with Cretaceous - Miocene deposits of Outer Flysch, namely the Audia Nappe, the Tarcău Nappe and Vrancea Nappe. In the second one, from 1995, the study of the Triassic - Cretaceous deposits from the "External Marginal Syncline" was addressed.

The present book is the third volume in this serie and it is focused on Inner Flysch, more precisely, on the Cretaceous deposits of Ceahlău Nappe and Teleajen Nappe.

The first chapter is deals with on geological structural framework of Inner Flysch, whereas the second one a few sedimentary petrology problems with some Eastern Carpathians examples are discussed. The third and fourth chapters are dedicated the Ceahlău Nappe and Teleajen Nappe and the microfacial, textural and chemical analyses were realised for these formations and the RX determinations were performed for the clayey fraction. Brief economical remarks were made for each tectonical unit.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Constantin Grasu • Constantin Catană • Iuliu Bobos

PETROGRAFIA FORMAŢIUNILOR DIN FLIŞUL INTERN CARPATIC

126262
B.C.U. - IASI

EDITURA TEHNICĂ
Bucureşti - 1996

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Copyright © 1996, Editura Tehnică
Toate drepturile asupra acestei ediții
sunt rezervate editurii

Adresa: **EDITURA TEHNICĂ**
Piața Presei Libere 1,
33 București, România,
cod 71341

01. 10. 1996
B.C.U. „M. EMINESCU" IAȘI
GEOLOGIE-GEOGRAFIE
Inv. 53.897

Redactor: ing. ADINA IONESCU
Tehnoredactor: V. I. UNGUREANU
Culegere și tehnoredactare computerizată:
CRINA MICLĂUȘ
GH. DUMITRESCU
Coperta: CAMELIA DUMITRU

Bun de tipar: 25.06.1996 Coli tipo: 11,25
C.Z. 55. 5/ 55176 (498); 55176 (498)
ISBN: 973 - 31 - 0803 - 0

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ARGUMENT

Am început abordarea sistematică a petrografiei terenurilor sedimentare din Carpații Orientali, publicând în 1988 primul volum privind flișul extern, respectiv, pânzele de Audia, Tarcău și Vrancea. A urmat în 1995 petrografia sedimentarului din Compartimentul nordic al zonei cristalino-mezozoice, ocazie cu care, în aceeași manieră de studiu au fost investigate seriile infrabucovinice, sub-bucovinică, cât și cea bucovinică și transilvană din sinclinalele Rarău și Hăghimaș.

Între cele două zone a rămas neacoperit așa-zisul fliș intern, respectiv pânzele de Ceahlău și Teleajen, care într-o nomenclatură mai bine adaptată ideii de evoluție unitară a catenei carpatice revin, după cum se știe, prima Dacidelor Externe, cealaltă Moldavidelor.

Așadar, paginile care urmează sunt consacrate acestei zone de fliș, respectiv, celor două pânze; menționăm că din motive lesne de înțeles, noi nu am putut cuprinde în aria de preocupări și celelalte pânze, mai mult sau mai puțin acceptate, din cadrul Dacidelor Externe, respectiv, Pânza Flișului Negru, pânzele de Baraolt și de Bobu.

Ca mod de lucru s-a procedat ca și până acum la studiul microfacial, dublat de analize chimice, granulometrice și determinări în RX, IR sau ADT; probările însă s-au făcut de data aceasta, în cea mai mare parte, pe ritmuri turbiditice. Trebuie să menționăm că în volumele noastre anterioare, mineralogia argilelor nu a putut fi prezentată la nivelul exigențelor actuale, din lipsa unei colaborări cu specialiști în domeniu; pentru flișul intern, problema poate fi considerată rezolvată, în parte, grație conlucrării cu Facultatea de Construcții a Universității Tehnice din Timișoara, care dispune de un laborator de mineralogie bine dotat.

Ne vedem însă datori cu încă o explicație. Mulți se vor fi întrebat, poate, de ce în nici unul din volumele noastre, inclusiv cel de față, nu s-a atașat măcar un minimum de planșe foto care să ilustreze microfaciesurile specifice flișului sau zonei central - carpatice. Răspunsul este unul singur: le-am evitat de fiecare dată pentru a nu crea greutăți editurilor noastre, deficitare material și tehnologic în domeniul cărții științifice. Asigurăm însă, pe eventualii beneficiari ai informațiilor noastre, de certitudinea determinărilor de laborator, pentru care stau chezășie probitatea profesională recunoscută a colegilor, conferențiar Constantin Catană de la Universitatea "Ștefan cel Mare" Suceava, doctor în geochimie și cercetător Iuliu Bobos de la Universitatea Tehnică din Timișoara, cu doctorat în mineralogia argilelor, cunoscător al unor laboratoare europene, consacrate domeniului.

Am considerat necesar, ca și în volumele precedente, să punem în discuție câteva probleme care preocupă petrografia sedimentară și care pot fi argumentate și cu exemple pe care le oferă formațiunile de pe teritoriul românesc. In acest sens ne-am oprit asupra autigenezei feldspatice, glauconitizării, cât și procesului de

calcitizare-silicifiere; de asemenea, am inserat și câteva exemple legate de semnificația paleomedială a compoziției gresiilor pentru a atrage atenția asupra faptului că încadrarea în nomenclatura modernă a acestor roci nu este o chestiune de "modă" cum s-ar putea considera, ci o imperioasă necesitate și, de ce nu, chiar de profesionalism. În acest sens nu trebuie uitat că nomenclatura la care ne referim este utilizată de școala anglo - saxonă încă din deceniul șase, în timp ce în literatura noastră se mai folosesc încă descrieri de teren în care apar categorii de tipul "gresii argiloase", "gresii marnoase", "gresii silicioase" sau gresii cuarțoase, ultimele neavând nimic comun cu adevăratele cuarțarenite; multe din ele nu numai că nu subscriu terminologiei moderne dar sunt de-a dreptul rudimentare sau chiar lipsite de logică.

Încheind, ne întoarcem gândul cu gratitudine spre colegii cercetători de la Stațiunea "Stejarul" din Piatra Neamț, alături de care am avut și avem șansa de a lucra într-o autentică atmosferă de emulație și spiritualitate academică; de asemenea, o șansă a noastră pe care nu o putem trece cu vederea a fost colaborarea cu dl. ing. Gheorghe Dumitrescu căruia îi datorăm rezolvarea unora din problemele ridicate de tehnoredactarea acestei cărți.

Fie-ne îngăduit să credem că volumele de petrografie editate de noi până în prezent, răspund unei necesități de etapă în cunoașterea geologică a teritoriului, iar dacă ne referim la Carpații Orientali pe care i-am avut în obiectiv am putea spune că sarcina pe care ne-am asumat-o nu poate fi considerată încheiată, decât dacă vom reuși, ca în viitor, cel de-al IV- lea volum să-l consacrăm zonei de molasă.

Prof. dr. Constantin GRASU
Universitatea "Al. I. Cuza" Iași

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CUPRINS

1. CADRUL GEOLOGIC STRUCTURAL 11

1.1. Consideraţii generale 11
1.2. Modele de evoluţie geotectonică 13

2. PROBLEME COMENTATE DE PETROGRAFIE SEDIMENTARĂ 17

2.1. Procese diagenetice 17
2.1.1. Autigeneza feldspatică 17
2.1.2. Glauconitizarea 20
2.1.3. Calcitizarea 23
2.1.4. Silicifierea 28
2.2. Semnificaţia paleomedială a gresiilor 29
2.2.1. Gresiile şi reconstituirile paleoclimatice 29
2.2.2. Aspecte genetice ale cuarţarenitelor 33
2.3. Unele aspecte privind studiul mineralelor argiloase 42
2.3.1. Scurte aprecieri genetice 42
2.3.2. Prepararea şi separarea fracţiunii argiloase 45
2.3.3. Definirea şi interpretarea materialului illitic 46
2.3.4. Identificarea materialului illitic 48

3. PÂNZA DE CEAHLĂU 52

3.1. Digitaţia de Ciuc 52
3.1.1. Formaţiunea de Sinaia 52
3.1.1.1. Membrul inferior 53
3.1.1.1.1. Complexul ofiolitic de tip Azuga 59
3.1.1.2. Membrul median 64
3.1.1.3. Membrul superior 73
3.1.2. Formaţiunea de Bistra 81
3.1.2.1. Membrul inferior 81
3.1.2.2. Membrul superior 82
3.1.3. Consideraţii chimice 82
3.1.4. Mineralogia fracţiunii argiloase 84
3.1.5. Problema ariilor sursă 89
3.1.6. Aprecieri de ordin economic 91
3.2. Digitaţia de Durău 94

ROMANIAN CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

3.2.1. Formațiunea de Piscu cu Brazi 94
3.2.2. Gresia de Poiana Maicilor 96
3.2.2.1. Conglomeratele de Chisirig 99
3.2.3. Formațiunea de Stănile 101
3.2.4. Considerații chimice 102
3.2.5. Mineralogia fracțiunii argiloase 104
3.2.6. Conglomeratele de Ceahlău 105

4. PĂNZA DE TELEAJEN 119

4.1. Formațiunea de Plăieși 119
4.2. Formațiunea de Toroclej 124
4.3. Formațiunea curbicortical inferioară 130
4.4. Gresia de Cotumba 135
4.5. Conglomeratele și gresia de Lețești 140
4.6. Formațiunea curbicortical superioară 149
4.6.1. Argilele roșii și verzi 154
4.7. Considerații chimice 156
4.8. Mineralogia fracțiunii argiloase 158
4.9. Problema ariilor sursă 161
4.10. Aprecieri de ordin economic 162

BIBLIOGRAFIE 164

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CONTENTS

1. GEOLOGICAL STRUCTURAL FRAMEWORK 11

1.1. General remarks 11
1.2. Models of geotectonic evolution 13

2. SOME PROBLEMS OF SEDIMENTARY PETROLOGY 17

2.1. Diagenetic processes 17
2.1.1. Feldspar autigenesis 17
2.1.2. Glauconitization 20
2.1.3. Calcitization 23
2.1.4. Silicification 28
2.2. Palaeoenvironmental significance of the sandstones 29
2.2.1. Sandstones and palaeoclimatic reconstitution 29
2.2.2. Genetical aspects of quartzarenites 33
2.3. Some aspects on the clay minerals study 42
2.3.1. Brief genetical approaches 42
2.3.2. Preparation and separation of clay fractions 45
2.3.3. Definition and interpretation of illitic material 46
2.3.4. Identification of illitic material 48

3. CEAHLĂU NAPPE 52
3.1. Ciuc Digitation 52
3.1.1. Sinaia Formation 52
3.1.1.1. The lower member 53
3.1.1.1.1. Ophiolitic Interbeds of Azuga type 59
3.1.1.2. The middle member 64
3.1.1.3. The upper member 73
3.1.2. Bistra Formation 81
3.1.2.1. The lower member 81
3.1.2.2. The upper member 82
3.1.3. Chemical remarks 82
3.1.4. Clay fraction mineralogy 84
3.1.5. Source areas problem 89
3.1.6. Economical significance 91
3.2. Durău Digitation 94

BCU "LUCIAN BLAGA" CLUJ-NAPOCA
GEOLOGIE-GEOGRAFIE

3.2.1. Piscu cu Brazi Formation..... 94
3.2.2. Poiana Maicilor Sandstone Formation..... 96
3.2.2.1. Chisirig Conglomerates..... 99
3.2.3. Stănile Formation..... 101
3.2.4. Chemical remarks..... 102
3.2.5. Clay fraction mineralogy..... 104
3.2.6. Ceahlău Conglomerates..... 105

4. TELEAJEN NAPPE..... 119

4.1. Plăieși Formation..... 119
4.2. Toroclej Formation..... 124
4.3. Lower Convolute Formation..... 130
4.4. Cotumba Sandstone..... 135
4.5. Lețești Conglomerates and Sandstone..... 140
4.6. Upper Convolute Formation..... 149
4.6.1. Red and Green Clays..... 154
4.7. Chemical remarks..... 156
4.8. Clay fraction mineralogy..... 158
4.9. Source areas problem..... 161
4.10. Economical significance..... 162

REFERENCES..... 164

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

1. CADRUL GEOLOGIC STRUCTURAL

1.1. Consideraţii generale

Terenurile sedimentare la care ne vom referi în cele ce urmează şi care aparţin din punct de vedere stratigrafic în exclusivitate Cretacicului, se înscriu în aşa zisa - zonă a flişului intern. În accepţiunea, devenită clasică, individualizarea, în Carpaţii Orientali, a unui fliş intern şi extern a avut drept suport criterii stratigrafice, litofaciale şi parţial tectonice, ultimele, cu referiri nu la stilul structural ci la etapele de individualizare a unităţilor componente.

Într-o asemenea viziune, aşa cum se cunoaşte, zona flişului intern include pânzele de Ceahlău şi Teleajen (fig.1), în timp ce flişul extern cuprinde pânzele de Audia, Tarcău şi Vrancea. Fără a mai reveni asupra acestor criterii putem spune că o astfel de zonare a flişului poate fi reţinută şi nu deranjează cu nimic dacă se rămâne la semnificaţia ei iniţială. Ea devine însă contradictorie din momentul în care accepţiunea de fliş intern şi extern se suprapune unei nomenclaturi subordonate viziunii unitare a structogenezei catenei carpatice, în consens cu noile idei ale tectonicii plăcilor.

Aşa spre exemplu, admiţând structurarea Pânzei de Teleajen în exclusivitate în tectogeneza laramică, Mutihac (1990) o încadrează în Dacidele târzii de unde s-ar deduce similitudinea ei cu Pânza de Ceahlău, ambele evoluând, după părerea autorului, pe un substrat cu crustă oceanică; cu alte cuvinte Pânza de Teleajen ar aparţine celei de a doua suturi carpatice, ceea ce nu corespunde de fapt realităţii. În fond, dacă autorul consideră că nu există suficiente argumente pentru a plasa Pânza de Teleajen în rândul Moldavidelor, asta nu înseamnă să se amestece criteriile şi ca unitate dacidică să fie considerată similară pânzei de Ceahlău, deşi ea a evoluat în mod evident pe o scoarţă de tip continental; în acest din urmă sens trebuie adăugat că, cel puţin până în prezent, nu s-a demonstrat nicăieri asocierea flişului curbicortical cu roci specifice complexelor ofiolitice.

Trebuie să consemnăm apoi că în aceeaşi viziune, graniţa dintre flişul intern şi extern ar fi constituit-o binecunoscuta "Cordilieră Cumană" care ar fi limitat spre est zona de "expansiune intracontinentală cu crustă oceanică şi mixtă" (*sic!* nn) şi din care ar fi evoluat cele două pânze, de Ceahlău şi de Teleajen (Mutihac, 1990). Unei asemenea idei i se opune îmbinarea de faciesuri, între flişul curbicortical (Teleajen) şi cel al "şisturilor negre" (Audia), îmbinare regăsită în ceea ce s-a distins drept fliş de Toroclej cu caracteristici comune celor două domenii adiacente.

Ni se pare mai logic ca eventuala Cordilieră Cumană să se plaseze undeva mai la est în domeniul Moldavidelor, între Pânza de Audia şi cea de Tarcău aşa cum

presupune Săndulescu (1984); după acest autor între fosa flișului de Ceahlău cu scoarță subțiată și cea a flișului curbicortical evoluat pe scoarță continentală s-ar fi interpus Cordiliera Perimoldaviană, presupusă inițial de Băncilă (1958), cu substrat metamorfic și cuvertură sedimentară mezozoică de tipul Dacidelor Mediane. În timp ce Cordiliera Perimoldaviană se consideră deci de tip central - carpatic, Cordiliera Cumană, așa cum s-a presupus de la început, ar fi furnizat acele granodiorite roșii considerate roci "exotice", dar care se pare a nu fi decât niște granodiorite cu plagioclazi caolinizați și pigmentați cu material feruginos (Grigorescu, Anastasiu, 1976).

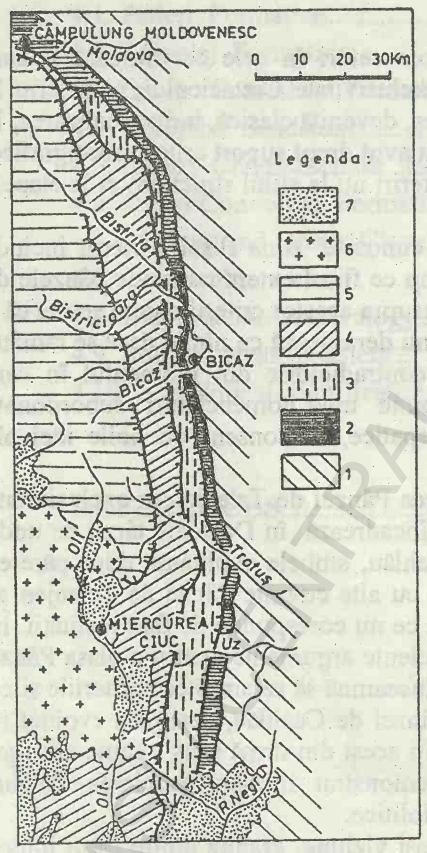


Fig.1. Poziția pânzelor de Ceahlău și Teleajen în cadrul structural al Carpaților Orientali - sectorul central: *Moldavide*; *1* – Pânza de Tarcău; *2* – Pânza de Audia; *3* – Pânza de Teleajen; *Dacide Externe*; *4* – Pânza de Ceahlău; *Dacide Mediane*; *5* – Compartimentul Moldav; *6* – Eruptiv - Neogen; *7* – depresiuni pliocen - cuaternare.

În concluzie, fără a considera că punctele noastre de vedere epuizează chestiunea, credem că termenii de fliș intern și extern pot fi în continuare utilizați, dar cu semnificația lor inițială, iar dacă se pune problema adaptării lor la noua terminologie aplicată structogenului carpatic, atunci primul ar trebui să se identifice cu Dacidele Externe, iar cel de al doilea cu Moldavidele, care în sensul Săndulescu (1984) includ și Pânza deTeleajen.

Ținem să atragem deci atenția că invocarea termenului de fliș intern în studiul

de faţă are în vedere sensul tradiţional al acestuia şi se referă, în principal, la faptul că depozitele ambelor unităţi sunt în exclusivitate de vârstă cretacică, referindu-ne bineînţeles numai la cele preparoxismale, iar ariile lor sursă au fost de tip central - carpatic.

1.2. Modele de evoluţie geotectonică

Este unanim admis că Pânza de Ceahlău a evoluat în cadrul celui de al doilea rift carpatic, corespunzător Dacidelor Externe,în timp ce pânza de Teleajen este o pânză de cuvertură şi aparţine Moldavidelor desprinse de pe un subasment sialic (Săndulescu, 1984).

Oprindu-ne în principal asupra Pânzei de Ceahlău este de reţinut faptul că provenienţa ei dintr-o zonă de rift se pune pe seama prezenţei în Formaţiunea de Sinaia a unor secvenţe ofiolitice cunoscute în literatură drept Strate de Azuga. Caracterul alcalin al acestor ofiolite, similar celor din Pânza Flişului Negru maramureşan (Russo - Săndulescu *et al.*, 1983) a dus la concluzia că şi în cazul pânzei de Ceahlău bazinul său de sedimentare s-a format pe seama unui rifting continental cu trăsături de trecere la o crustă subţiată. Nici într-un caz serpentinitele de la Breaza - Rarău nu pot proveni prin obducţie din riftul Dacidelor Externe aşa cum presupune Mutihac (1990), pentru că în nici una din pânzele acestora (Flişul Negru, Ceahlău, Baraolt), cu excepţia celei de Severin, nu se cunosc roci ultrabazice.

S-a considerat multă vreme că Pânza de Ceahlău este unitară şi că entităţile sale litostratigrafice, de la Formaţiunea de Sinaia şi până la Conglomeratele de Ceahlău - Zăganu descriu un sistem obişnuit de cute anticlinale şi sinclinale afectate de falii longitudinale, sistem care nu a depăşit caracterul unei structuri imbricate de tip solzi. Se pare însă că, pânza de Ceahlău este o pânză polifacială, fapt dedus din structura ei mai complicată sub formă de digitaţii, identificate mai întâi în sectorul sudic al Carpaţilor Orientali şi apoi regăsite în parte şi în sectorul central şi nordic al acestora (Contescu, 1968, 1969; Săndulescu, 1984, 1990). Acestea sunt: digitaţiile de Ciuc, Bratocea - Durău, Ticoş - Comarnic şi digitaţia de Bodoc (fig. 2).

După Săndulescu (1984, 1990) elementul comun acestora este flişul de Sinaia, diversificarea litofacială producându-se odată cu începutul Barremianului şi continuând până în Albian. În timp ce în digitaţiile de Ciuc şi Ticoş - Comarnic lipsesc formaţiunile albiene, în celelalte două, Bratocea - Durău şi Bodoc, prezenţa Albianului este asociată şi cu cele mai groase succesiuni litostratigrafice.

Reiese de aici că nu se poate vorbi pentru Pânza de Ceahlău de o simplă fosă şi că bazinul său de sedimentare trebuie să fi prezentat o configuraţie cu mult mai complicată. In acest sens se pot invoca următoarele argumente:

– prezenţa ofiolitelor numai în digitaţiile de Ciuc şi Bratocea - Durău;

– coexistenţa în cel mai vechi termen al pânzei, respectiv Formaţiunea de Sinaia, atât a secvenţelor ofiolitice cât şi a unor blocuri de cristalin sau sedimentar mezozoic, specifice soclului şi cuverturii Dacidelor Mediane;

– caracterul polimictic pronunţat al termenilor arenitici cât şi frecvenţa breciilor şi conglomeratelor, remaniind şisturi cristaline, sedimentar mezozoic mai

vechi şi chiar magmatite bazice de tip spilitic. In acelaşi context trebuie văzute, după părerea noastră, şi apariţiile de jaspuri şi diabaze din mult discutatul "Orizont al Teslei" din bazinul Târlungului, inclus în flişul marno-grezos ruginiu; elementele respective provin, foarte probabil, din complexul ofiolitic de tip Azuga, în urma unor procese de alunecare submarină; nici într-un caz prezenţa lor nu trebuie tradusă drept continuarea magmatismului bazic în Dacidele Externe până la acest nivel stratigrafic;

– caracterul incomplet al coloanelor stratigrafice pentru unele dintre digitaţii, indicând fie etape de nesedimentare fie chiar eroziuni.

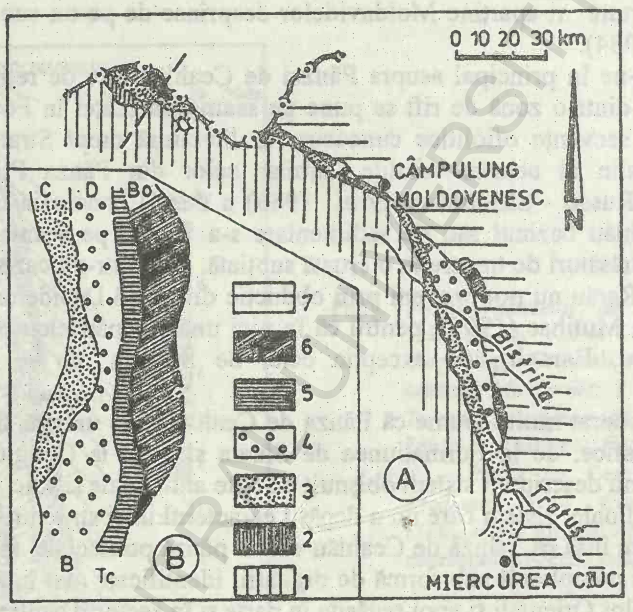


Fig. 2. Schiţa tectonică a Dacidelor Externe din partea central - nordică a Carpaţilor Orientali (*A*) şi zonele de sedimentare corespunzătoare digitaţiilor Pânzei de Ceahlău (*B*) (după Săndulescu, 1984): *1* – Pânzele Central - Est - Carpatice (Dacide Mediane); *2* – Pânza Flişului Negru; *3* – Digitaţia Ciuc (*C*); *4* – Digitaţia Bratocea - Durău (*BD*); *5* – Digitaţia Ticoş - Comarnic (*TC*); *6* – Digitaţia Bodoc (*Bo*); *7* – Pânza de Teleajen.

Toate acestea pledează după Săndulescu (1984) pentru o configuraţie paleogeografică complexă a riftului estic legată de procesul de subţiere a scoarţei continentale care a determinat conservarea unor zone alungite cu rol de cordiliere alcătuite din cristalin şi depozite calcaroase; acestea s-au asociat în procesul de riftogeneză cu produsele magmatismului bazic aferent etapei de distensiune. După părerea noastră nu este vorba de cordiliere şi fose ci pur şi simplu de un sistem de grabene (semigrabene) şi horsturi cu rol de subbazine şi riduri cu subsidenţă diferenţiată în etapa de distensiune, dar care s-a prelungit apoi şi în cea de

compresiune; în aceste condiții ridurile au putut fi, succesiv, submerse sau chiar emerse, condiționând nedepuneri sau chiar eroziuni. Pentru o asemenea viziune avem exemplul riftului occidental est - african investigat în cadrul programului GEORIFT, ocazie cu care s-a dovedit că în istoria sedimentării din lacul Tanganika, s-a trecut de la 7 subbazine la început, la numai 3 în actual, separate de două riduri care conservă soclul proterozoic (Masse, 1991).

Este posibil, după cum vom vedea, ca unul din aceste riduri ce străbăteau domeniul Dacidelor Externe, cu rol de cordilieră în etapa de compresiune să fi furnizat și materialul de cristalin și sedimentar calcaros remaniat în conglomeratele de Ceahlău albiene și care nu provine, se pare, din actuala zonă cristalino-mezozoică așa cum s-a presupus până în prezent.

Se consideră că Pânza de Ceahlău s-a structurat în două etape, mezocretacică și laramică timpurie, prima fiind probabil responsabilă de cutarea propriu - zisă și formarea digitațiilor, iar cea de a doua de avansarea ei peste unitatea de Teleajen din față (Săndulescu, 1984). În etapele de structogeneză respective, sistemul de riduri și cordiliere aparținând substratului sialic asociat cu cel ofiolitic a fost antrenat și subdus pe planul de consum, inițiat se pare încă din Apțian (planul Benioff extern, Rădulescu *et al.*, 1976).

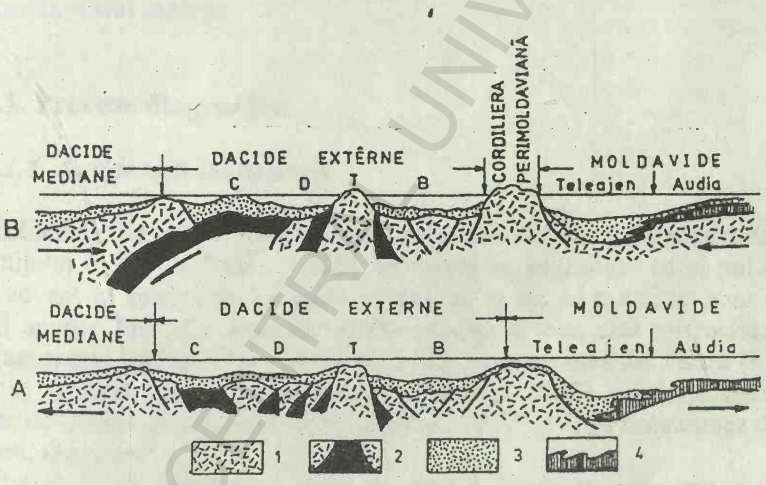


Fig. 3. Evoluția geotectonică a flișului intern: *A* – etapa de distensiune (Tithonic - Neocomian); *B* – etapa de compresiune (post - Neocomian); *1* – scoarță continentală; *2* – scoarță subțiată; *3* – facies de fliș calcaros și grezos curbicortical; *4* – Facies silezian (Fliș de Audia); *CDTB* – domeniile de sedimentare ale viitoarelor digitații de Ciuc, Durău, Ticoș și Bodoc.

În ceea ce privește evoluția geologică a Pânzei de Teleajen, este de menționat larga deschidere a fosei sale spre est, spre domeniul Pânzei de Audia, de unde și faciesul mixt sileziano - curbicortical al termenilor bazali, respectiv a flișului de Plăieși și Toroclej; spre vest limita cu riftul intracontinental al Dacidelor Externe a constituit-o, după cum am văzut, Cordiliera Perimoldaviană de aceeași natură central - carpatică și care a funcționat ca arie sursă probabil încă din Barremian

(fig. 3). După Săndulescu (1984) structogeneza Pânzei de Teleajen cu dezlipirea ei de substratul sialic s-a realizat, de asemenea, în două etape, laramică și stirică veche.

În concluzie, atât Pânza de Ceahlău cât și cea de Teleajen sunt de tip epigliptic, evoluate, prima pe un substrat mixt, ofiolito - sialic, iar cealaltă exclusiv sialic; structogeneza lor a stat în legătură cu scurtarea de scoarță corespunzătoare planului de consum localizat în lungul celei de a doua suturi carpatice.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

2. PROBLEME COMENTATE DE PETROGRAFIE SEDIMENTARĂ

Întinsele observații efectuate de-a lungul anilor în vederea diagnosticului petrografic al termenilor de fliș cât și a celor din zona central - carpatică ne-au oferit o serie de date interesante privind diversele aspecte legate de diageneza sedimentelor și care considerăm că merită să fie relevate. Este vorba de autigeneza feldspatică, de glauconitizare sau de metasomatoza calcitică și silicioasă. Adăugăm la acestea și unele considerații privind semnificația paleomedială a gresiilor în lumina cercetărilor din ultimele decenii, cu câteva exemple aplicate la unele formațiuni din flișul carpatic.

2.1. Procese diagenetice

2.1.1. Autigeneza feldspatică

Problemele pe care le ridică formarea feldspaților autigeni sunt rezumate de către Pettijohn (1957) și Papiu (1960). In esență se subliniază că ei pot apare în gresii, frecvent în calcare și dolomite și mai rar în argile potasice; sunt exclusiv marini și aparțin formelor alcaline: albit, ortoclaz și mai ales microclin. In țara noastră, asemenea feldspați au fost descriși din Formațiunea de Tisaru (Filipescu, 1935), din Neocomianul masivului Drocea (Papiu, 1953), Mediojurasicul sub - bucovinic de la Gura Dămucului (Băncilă *et al.*, 1957) și din Formațiunea de Audia (Anastasiu, Grigorescu, 1977).

Sunt ușor de recunoscut după caracterul proaspăt, nealterat și conturul idiomorf al cristalelor, cât și după incluziunile de alte minerale sedimentogene, precum calcitul, glauconitul sau chiar a unor bioclaste; în calcare pot participa cu o frecvență de 2 - 6%, uneori constituind chiar 40 - 50% din masa rocii (Papiu, 1953).

Cele mai detaliate date asupra acestui tip de feldspați sunt furnizate de Anastasiu, Grigorescu (1977). După autori asemenea feldspați apar în membrii inferior și mediu ai Formațiunii de Audia și anume în pelmicrosparite cu bioclaste și dolopelmicrosparite; se dezvoltă cu dimensiuni între 0,05 - 0,30 mm; analiza reziduului insolubil, cu valori între 9 - 18%, indică prezența cuarțului, illitului, montmorillonitului, caolinitului și goethitului. Feldspații prezintă contururi idiomorfe, scurt - prismatice, izometrice, rombice sau pseudohexagonale; unghiul, de extincție are valori între 6 - 15°, caracteristice plagioclazilor cu valori ale anortitului între 2 - 12%; cu câteva excepții de cazuri izolate, curba valorilor

anortitului rămâne în domeniul albitului (fig. 4).

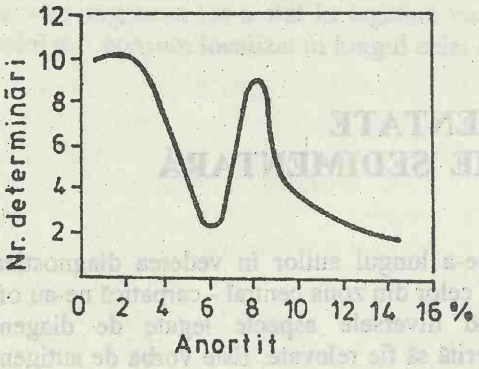


Fig. 4. Curba valorilor anortitului pentru feldspații autigeni din Formațiunea de Audia (după Anastasiu, Grigorescu, 1977).

După Anastasiu, Grigorescu (1977), autigeneza albitului a avut loc în etapa târzie a sindiagenezei în cadrul reacției dintre SiO_2, Al_2O_3 și ionii de Na în condițiile creșterii presiunii CO_2 și descreșterii *p*H - ului; condițiile de temperatură și presiune indicate de datele experimentale ale lui Hess, Hay (1966) confirmă desfășurarea procesului, așa cum s-a presupus, spre finele sindiagenezei și începutul anadiagenezei. Modificările ulterioare de *p*H, de presiune a CO_2 și O_2 creează condiții de instabilitate pentru albitul nou format sau de supracreștere pe fragmentele de feldspați detritici, facilitând substituția lui parțială sau totală prin calcit.

Feldspați autigeni au mai fost descriși în Mediojurasicul sub - bucovinic de la Gura Dămucului de către Băncilă *et al.* (1957); observațiile au fost completate ulterior de către Grasu *et al.* (1991). Roca gazdă corespunde unor pelsparite cu bioclaste și chiar biopelsparite, resturile organice fiind constituite din foraminifere bentonice, rare valve de brachiopode, bivalve și mai ales plăci și radiole de echinide; porii plăcilor de echinoderme cât și lojele foraminiferelor prezintă adesea clorit și pirită, în parte limonitizate; fracțiunea alogenă este formată din cuarț arenitic sau siltic, muscovit; în reziduu insolubil se mai evidențiază zircon și sporadic rutil, turmalină și epidot; analiza chimică a unei probe din asemenea roci corespunde unui calcar, reziduul insolubil nedepășind 10% (tabelul 1).

Feldspații de neoformațiune apar limpezi, idiomorfi și cu o frecvență destul de mare, în unele secțiuni depășind 4%; dimensional ajung până la 0,30 mm și prezintă un habitus prismatic sau izometric; cel mai adesea includ cristale romboedrice de calcită sau sunt parțial sau total calcitizați (Grasu *et al.*, 1991). Determinările făcute (Băncilă *et al.*, 1957) indică prezența unui albit aproape curat, conținând un procent de sub 3% anortit; analizele difractometrice (Grasu *et al.*, 1991) indică însă prezența albit - oligoclazului (tabelul 2). In aceeași succesiune de la Gura Dămucului, Băncilă *et al.*, (1957) semnalează feldspați autigeni și în micritele și micritele argiloase intercalate în ruditele neocomiene; frecvența lor ajunge la 2%, iar conținutul în anortit, după aceiași autori, ajunge până la 20%, indicând un albit - oligoclaz.

Tabelul 1. **Compoziţia chimică a rocilor carbonatice care cantonează feldspaţi autigeni**

Formaţiuni → Componenţi (%) ↓	Formaţiunea de Audia - Covasna*)	Mediojurasicul sub-bucovinic - Dămuc**)	Formaţiunea de Sinaia-Dămuc
$SiO_2 + Na_2O + K_2O$	6,66	8,29	14,20
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	2,25	1,70	5,04
CaO	50,12	47,78	42,67
MgO	0,42	2,82	1,66
CO_2	40,56	40,25	34,57

*) *După Anastasiu, Grigorescu (1977);* **) *Grasu et al. (1995)*

Feldspaţi autigeni din aceeaşi specie au mai fost observaţi apoi în biomicritele argiloase din membrul superior al Formaţiunii cu *Aptychus* din seria bucovinică a sinclinalului Rarău, calcarele micrit - microsparitice din Formaţiunea de Werfen din acelaşi sinclinal şi calcarele membrului superior al Formaţiunii de Sinaia din bazinul Dămucului.

Tabelul 2. **Date difractometrice privind speciile de feldspaţi autigeni din Mediojurasicul sub - bucovinic de la Gura Dămucului şi Formaţiunea de Sinaia**

Probe				Etalon			
169*		242		Albit		Oligoclaz	
i	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*
2	4,167	-	-	-	-	8	4,070
3	3,782	2	3,805	3	3,800	-	-
3	3,141	2	3,157	2	3,150	-	-
10	2,991	-	-	-	-	6	2,900
2	2,864	1	2,812	4	2,832	-	-
1	2,634	3	2,665	2	2,648	-	-
3	2,387	-	-	-	-	4	2,370
1	2,179	-	-	-	-	2	2,160
4	2,070	2	2,074	-	-	4	2,070
5	1,893	3	1,887	2	1,877	2	1,900
2	1,801	2	1,797	-	-	6	1,810
1	1,657	-	-	-	-	4	1,660
1	1,461	-	-	6	1,451	7	1,451
3	1,429	1	1,438	-	-	4	1,416
2	1,365	6	1,366	3	1,361	4	1,364
1	1,346	-	-	3	1,342	-	-
2	1,330	-	-	-	-	7	1,325
2	1,228	-	-	-	-	2	1,233

* *După Grasu et al. (1991)*

Este interesant că în cazul Formaţiunii de Sinaia (proba 242), feldspaţii autigeni cantonează în acelaşi tip de calcare ca şi în cazul Formaţiunii de Audia sau Mediojurasicul sub - bucovinic de la Gura Dămucului; este vorba de pelsparite şi biopelsparite cu uşor caracter argilos (tabelele 16, 17; fig. 59). Roca apare cu fond de calcită sparitică, întrerupt de plaje micritice, care înglobează pelete în procent de 60 - 70% şi material detritic fin grezos (0,08 - 0,15 mm) constituit în

ordine din cuarț, feldspați potasici și plagioclazi, muscovit și clorit; de notat frecvența piritei sub formă de aglomerări fin sferulitice.

Feldspații autigeni, cu o frecvență de până la 4%, prezintă contururi idiomorfe dar sunt destul de des corodați și calcitizați; frecvente cristale cu idiomofism clar se dezvoltă în interiorul peletelor. Faptul nu este întâmplător și considerăm că elementul biologic poate fi implicat în autigeneza feldspatică în maniera în care, după cum vom vedea, este implicat și în geneza glauconitică; analiza difractometrică a probei 242, demonstrează că este vorba de albit (tabelul 2).

În câteve cazuri se evidențiază și albit de neoformațiune prin supracreștere în jurul unor fragmente de feldspat detritic; zona de supracreștere se detașează clar prin limpezimea sa, în contrast cu nucleul tulbure și cu contur franjurat; cristalele de albit ating dimensiuni între 0,015 și 0,250 mm.

2.1.2. Glauconitizarea

Geneza glauconitului și implicit fenomenul de glauconitizare au fost chestiuni îndelung dezbătute în petrografia sedimentară. S-a admis totuși, aproape unanim, că procesul este specific mediilor marine cu salinitate normală, cu rata de sedimentare redusă și facilitat de prezența materiei organice. De asemenea, s-a constatat că geneza glauconitului presupune existența unor substanțe "mamă", cum ar fi mineralele argiloase, feldspații, micele ș.a., și că există o destul de frecventă legătură între prezența acestuia și resturile de natură organică (Filipescu, 1934, 1935; Pettijohn, 1957; Papiu, 1960). Din toată această problematică ne propunem să punem în discuție doar câteva aspecte legate de importanța elementului biologic în procesul de glauconitizare. La origine, ideea aparține lui Takahashi și Yagi, care încă din 1929 (în Papiu, 1960) au observat în sedimentele actuale de pe șelful continental din apropierea Japoniei trecerea treptată a dejecțiilor de echinoderme la granule de glauconit. Observațiile acestor autori au fost confirmate de cercetările din ultimii ani efectuate pe șelful Atlanticului în regiunea Floridei (Pryor, 1975) unde s-au întâlnit depozite glauconitizate, cu grosimi de 30 - 60 cm, de pelete fecale de decapode și viermi anelizi.

Peletele respective sunt compuse din 80 - 90% minerale argiloase, 5 - 10% materie organică nedigerată, la care se adaugă cuarț, feldspați și mice de dimensiuni siltice. Sistemul de nutriție al acestor organisme este fie prin filtrarea apei, fie a sedimentului însuși.

Descoperirea peletelor glauconitizate a dus la concluzia că în procesul de glauconitizare nu este vorba pur și simplu de o precipitare a mineralului, ci de schimbări în rețeaua mineralelor argiloase, introduse de condițiile biologice speciale. Se consideră că în mâlul trecut prin tubul digestiv al organismelor marine cu nutriție filtrantă (filter feeding), mineralele argiloase suportă un proces de dezorganizare a rețelei, trecând apoi în pelete fecale. Învelite cu o peliculă de mucus acestea vor fi izolate de mediul înconjurător oxidant, creându-se în interiorul lor acele condiții ușor reducătoare, favorabile glauconitizării, condiții rezultate în urma descompunerii materiei organice nedigerate.

Procesul de glauconitizare a peletelor nu se întâlnește însă numai în sedimentele actuale; există dovezi că el s-a petrecut și în trecutul geologic. O

dovedește glauconitizarea unor galerii de *Planolites*, întâlnite de noi într-o gresie din molasa miocenă a bazinului Argeș (Grasu *et al.*, 1992). Roca gazdă este o gresie în care se evidențiază: cuarț, metacuarțite, litoclaste metamorfice, feldspați potasici, rari feldspați plagioclazi, muscovit, biotit parțial cloritizat; glauconitul este cu totul accidental sau lipsește total; cimentul este o calcită larg cristalizată. Conținutul în *QFL* ajunge la valori de 67/12/21, corespunzând astfel unui arenit litofeldspatic.

Gresia respectivă este străbătută de galerii drepte sau ușor curbate cu secțiunea transversală circulară sau eliptică (fig. 5), umplute cu material verde, glauconitic ce contrastează net cu roca gazdă; morfologia galeriilor se apropie de a formei de *Planolites*, descrisă din Permianul Munților Apuseni, dar la care umplutura este identică cu roca gazdă, fapt ilustrat de identitatea difractogramelor (Brustur, 1986).

Materialul verde de umplutură a galeriilor a fost selectat și analizat optic și difractometric. Sub microscop se evidențiază preponderența glauconitului cu polarizația sa specifică, "agregată", urmat de clorit, muscovit, biotit, cuarț, feldspați și calcit. Această compoziție este confirmată și de analiza difractometrică redată în tabelul 3. Microscopic au mai fost observate și minerale grele (granați, rutil, turmalină, zircon). Fără îndoială, din acest registru mineralogic singurul mineral autigen este glauconitul a cărui geneză trebuie să fie similară celei citate de către Pryor (1975) în regiunea Floridei.

Cât privește cloritul nu suntem siguri dacă el este, ca și glauconitul, de natură autigenă, deși mineralogeneza lui cere aceleași condiții moderat reducătoare; frecvența biotitului, precum și a formelor lui de tranziție spre clorite atât în roca gazdă, cât și în umplutura galeriilor ne face să presupunem că el este mai degrabă secundar.

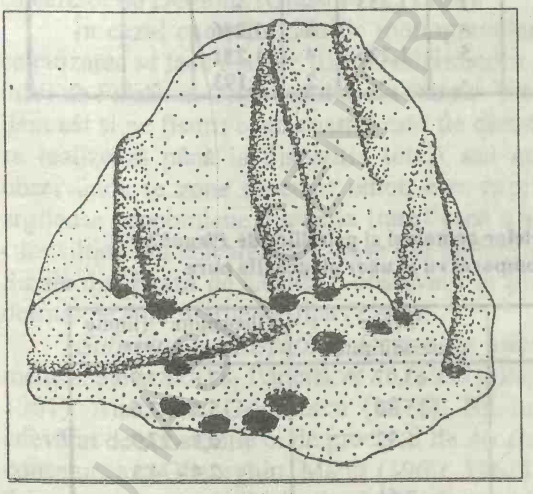


Fig.5. Eșantion de gresie cu galerii glauconitizate de *Planolites* - Miocenul de molasă din bazinul Argeș.

Umplutura galeriilor de *Planolites* a fost analizată chimic, rezultatele fiind comparate atât cu peletele glauconitizate citate de către Pryor (1975), cât și cu a unor glauconite pure pentru care se citează valorile extreme (tabelul 4).

Tabelul 3. **Date difractometrice privind compoziția mineralogică a materialului de umplutură a galeriilor de *Planolites* din gresia molasei miocene - bazinul Argeșului (după Catană *et al.*, 1993)**

Proba		Etalon									
		Glauconit		Clorit		Cuarț		Muscovit		Biotit	
I	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*
10	4,666	1	4,720	8	4,690	2	4,690	-	-	3	4,460
2	3,880	-	-	3	3,907	-	-	3	3,890	-	-
3	3,072	5	3,074	-	-	-	-	-	-	-	-
2	2,815	4	2,848	6	2,831	-	-	-	-	0,5	2,800
7	2,741	-	-	-	-	-	-	-	-	2	2,730
7	2,677	2	2,676	-	-	-	-	-	-	-	-
1	2,631	-	-	5	2,648	-	-	-	-	8	2,360
3	2,396	7	2,388	6	2,400	-	-	-	-	-	-
5	2,072	2	2,095	-	-	-	-	-	-	-	-
1	2,006	4	2,001	-	-	4	2,000	-	-	4	2,002
2	1,971	3	1,971	-	-	4	1,975	-	-	-	-
4	1,880	-	-	-	-	-	-	2	1,868	-	-
4	1,815	2	1,829	-	-	-	-	1	1,810	2	1,810
10	1,611	3	1,587	-	-	-	-	3	1,596	-	-
2	1,560	-	-	-	-	-	-	4	1,555	-	-
3	1,526	3	1,534	9	1,537	2	1,521	-	-	2	1,524
5	1,499	-	-	2	1,502	-	-	10	1,498	1	1,501
2	1,477	-	-	1	1,467	-	-	1	1,472	2	1,476
4	1,373	2	1,375	-	-	-	-	-	-	-	-
3	1,319	-	-	2	1,320	1	1,320	1	1,320	-	-
3	1,310	-	-	-	-	1	1,310	-	-	3	1,313
3	1,307	8	1,300	-	-	-	-	-	-	-	-
3	1,289	1	1,283	2	1,295	-	-	-	-	-	-
1	1,251	5	1,251	-	-	7	1,253	-	-	-	-
1	1,241	-	-	-	-	-	-	8	1,246	-	-
6	1,225	-	-	-	-	5	1,226	4	1,221	-	-
6	1,192	3	1,199	-	-	-	-	2	1,193	-	-

Tabelul 4. **Spectrul chimic al peletelor actuale și al galeriilor de *Planolites* glauconitizate, comparat cu al unor glauconite pure**

Componenți (%)	Galerii de *Planolites**	Pelete glauconitizate**	Glauconite (limite extreme)***
SiO_2	55,13	63,07	47,6 - 52,9
Al_2O_3	11,81	15,30	5,5 - 22,6
Fe_2O_3	8,44	5,92	6,1 - 27,9
MgO	4,31	-	2,4 - 4,5
CaO	2,92	2,61	-
K_2O	4,10	0,80	4,0 - 9,5
Na_2O	0,48	0,64	0,3 - 3,0

*După: * Catană et al. (1993); ** Pryor (1975); *** Papiu (1960)*

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

2.1.3. Calcitizarea

În literatura geologică românească referințele asupra substituției calcitice sau ale silicifierii sunt consemnate mai mult la modul general, atunci când se vorbește de metasomatoza diagenetică (Rădulescu, Anastasiu, 1979; Anastasiu, 1988); observațiile concrete în acest sens sunt puține (Filipescu, 1936; Băncilă *et al.*, 1958; Papiu, 1960; Jipa, 1961, 1962; Anastasiu, Grigorescu, 1977), iar o încercare de sinteză asupra fenomenului a fost făcută de Grasu *et al.* (1991).

După observațiile celor mai mulți autori fenomenul de calcitizare interesează cel mai adesea speciile polimorfe ale silicei și feldspații, la care noi adăugăm cazuri de substituție după sticla vulcanică și granați.

Substituția silicei. Corodarea cuarțului sau "calcifierea" resturilor organice inițial silicioase sunt fenomene de mult sesizate și curent observate în secțiunile microscopice. Ele privesc silicea amorfă, cuarțul de diferite proveniențe (detritic, piroclastic sau de neoformațiune), cât și fazele polimorfe de cristalizare a opalului. Cazul cel mai frecvent de substituire a silicei organochimice este calcitizarea radiolarilor și a spiculilor de spongieri. Fenomenul a fost sesizat încă de Filipescu (1936) și completat cu observații de către Papiu (1960). El a fost întâlnit de noi în sedimentarul zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali și anume în dolomicritele sub - bucovinice de la Valea Putnei, Mediojurasicul bucovinic din Hăghimaș, radiolaritele și siltitele silicolitice callovian - oxfordiene, cât și în Formațiunea cu *Aptychus* din Hăghimaș și Rarău.

Cu o frecvență și mai mare calcitizarea radiolarilor, dar mai ales a spiculilor de spongieri, este citată în formațiunile de fliș, și anume, în Formațiunea de Audia (Grigorescu, 1970; 1972), formațiunile de Izvor, Straja și Piatra Uscată, formațiunile de Tazlău, Sucevița și Jgheabu Mare, precum și în Formațiunea calcarelor de Doamna (Grasu *et al.*, 1988).

În cazul cuarțului detritic monogranular, a metacuarțitelor sau a cherturilor, calcitizarea se face dinspre liantul calcimicritic; la cuarțul de origine piroclastică din tuful de Falcău al Oligocenului din Pânza Vrancei, procesul se inițiază atât dinspre liant cât și pe fisuri; când cuarțul este de dimensiuni siltice, corodarea și substituția se realizează până la dispariția totală sau aproape totală a granulei, pe alocuri observându-se zone de cuarț relict; este cazul întâlnit în micritele și biomicritele argiloase neocomiene din seria transilvană a sinclinalului Hăghimaș și în micritele cuarțsiltice sau calcarele grezoase din membrii mediu și superior ai Formațiunii de Sinaia din Pânza de Ceahlău; observații în plus în legătură cu corodarea cuarțului detritic ne sunt oferite de Jipa (1962).

Substituția feldspaților. Cazuri de substituire calcitică după feldspați sunt menționate la noi de Băncilă *et al.* (1957), Papiu (1960), Gheorghiu, Mareș (1960, 1961), Anastasiu, Grigorescu (1977). Nu în toate cazurile citate este vorba cu adevărat de substituție ci de procesul de decalcifiere a plagioclazilor; astfel, ceea ce consemnează Gheorghiu, Mareș (1960, 1961) nu este altceva decât calcit secundar format pe seama plagioclazilor bazici (anortit între 36 - 76%).

În fapt, metasomatoza calcitică, adică calcitizarea trebuie să se realizeze pe seama unui aport de calciu din afara sistemului; un asemenea proces are loc atât în cazul feldspaților potasici și plagioclazi acizi, cât și a celor detritici, piroclastici sau de neoformațiune.

În cazul plagioclazilor acizi piroclastici întâlniți în tuful de Falcău de vârstă oligocenă, procesul de calcitizare se inițiază după planele de maclă, de clivaj sau după sistemul de fisuri (fig. 6); la feldspații potasici detritici din litarenitele calcaroase neocomiene din sub - bucovinicul de la Gura Dămucului, substituția se face dinspre liantul calcimicritic, fiind progresivă până la totală, observându-se pe unele granule mici zone de feldspat relict.

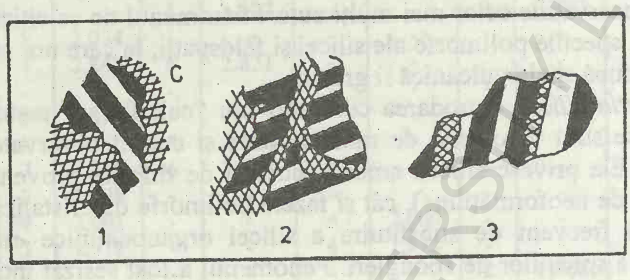


Fig.6. Substituția plagioclazilor piroclastici din tuful de Falcău (Oligocen): *1* – dinspre liant; *2* – după fisuri; *3* – după planele de maclă; *C* – calcită (× 400).

Toți plagioclazii de neoformațiune observați de noi prezintă procese de calcitizare în diferite stadii de evoluție; cel mai frecvent procesul începe din interiorul cristalelor prin apariția de romboedri de calcit de la indivizi izolați până la substituția totală, realizându-se pseudomorfoze calcitice după conturul idiomorf al feldspaților; în majoritatea cazurilor substituția începe dinspre liantul calcimicritic fără să se mai realizeze pseudomorfoze; în schimb zonele relicte ale feldspaților conservă adesea resturi din vechiul contur cristalografic (fig. 7).

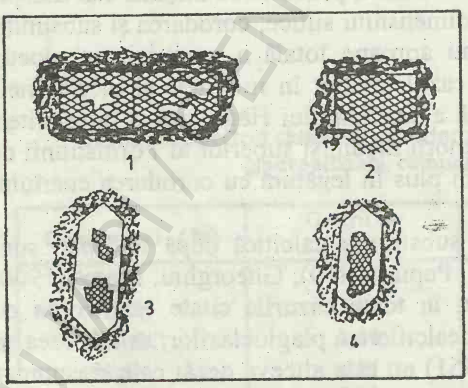


Fig.7. Substituția feldspaților de neoformațiune din microsparitele peletale sub - bucovinice (Mediojurasic) de la Gura Dămucului: *1*, *2* – pseudomorfoze calcitice după albit cu mici zone relicte; *3*, *4* – substituție calcitică inițiată din interiorul cristalelor de albit (x30).

Substituția sticlei vulcanice. Metasomatoza calcitică a tufurilor este, se pare, mai rară. La noi există autori care amintesc de minerale de neoformațiune generate în procesul de alterare a tufurilor (Papiu, 1960; Rădulescu, 1965), dar se pare că este vorba de calcită secundară în tufuri bazice și nu de substituție cu aport de

calciu din afara sistemului.

Metasomatoza sticlei vulcanice prin calcit a fost observată de noi în tuful de Falcău din flișul unității de Vrancea pe probe din bazinul Tazlăului Mare (pârâul Brusturatu). Nu suntem în prezența calcitului secundar, chimismul tufului demonstrând că el provine din lave cu caracter acid (fig. 8). Plasat în disodilele superioare sub menilitele compacte, el este pur sau alternează cu varietăți rubanate în care intervine un adaos de materie organică bituminoasă. În tuful pur unele nivele suferă o calcitizare avansată, încât carbonații ajung până la 20% din masa rocii; în varietățile cu invazie de materie bituminoasă calcitizarea se reduce considerabil sau este cel mai adesea absentă.

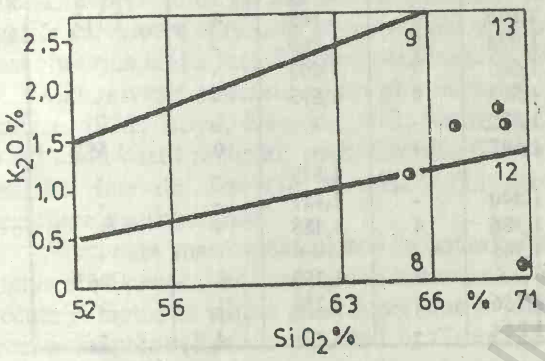


Fig. 8. Proiecția unor probe din tuful de Falcău (Oligocen) din Pânza Vrancei în diagrama Peccerillo, Taylor (1976): *8* – andezite subpotasice; *9* – andezite; *12* – dacite subpotasice; *13* – dacite.

Observațiile în secțiuni microscopice arată că substituția calcitică este progresivă de la faze de inițiere sau înlocuire parțială a fragmentelor de sticlă până la calcitizarea totală; pseudomorfozele calcitului sunt evidente luând forme așchioase sau contorsionate, convexe sau concave, specifice sticlei (fig. 9). Calcitizarea începe din interior prin areale mici, circulare care fuzionează prin lărgire progresivă; pe pseudomorfozele calcitice se observă des sticlă relictă.

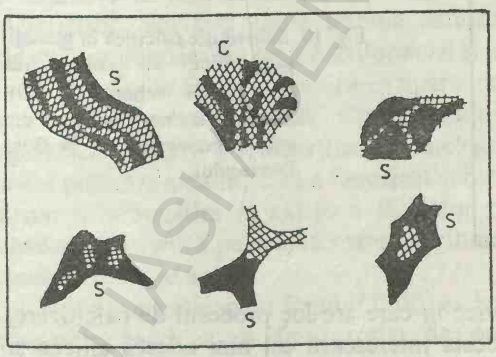


Fig. 9. Substituție calcitică după sticlă vulcanică în tuful de Falcău - Oligocen (pârâul Brusturatu - Tazlău) (× 62): *C* – calcită; *S* – sticlă.

Substituția granaților. Fenomenul a fost observat în litarenitele calcaroase neocomiene din sub - bucovinicul de la Gura Dămucului, care remaniază într-un procent destul de ridicat granule de granați (Grasu *et al.* 1991). Pentru a verifica

dacă suntem cu adevărat în fața unei substituții, neavând de a face cu granați calcitici, proba de rocă a fost dezagregată iar granații separați pe bromoform și analizați difractometric; rezultatele arată prezența granaților piralspitici (tabelul 5).

Tabelul 5. **Date difractometrice privind speciile de granați din Neocomianul sub-bucovinic de la Gura Dămucului, supuși procesului de calcitizare (după Grasu *et al.*, 1991)**

Proba		Pirop		Almandin		Spessartin	
I	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*
5	2,479	-	-	4	2,471	1	2,477
6	2,339	-	-	6	2,350	-	-
3	2,103	4	2,106	6	2,102	4	2,117
3	1,870	6	1,874	7	1,869	-	-
3	1,655	4	1,665	7	1,663	-	-
2	1,595	9	1,598	9	1,595	-	-
5	1,572	2	1,570	-	-	-	-
10	1,551	10	1,542	-	-	10	1,553
4	1,531	-	-	10	1,539	-	-
2	1,440	5	1,440	-	1,441	-	-
3	1,391	1	1,386	4	1,388	-	-
8	1,352	1	1,345	-	-	-	-
3	1,262	-	-	9	1,259	8	1,262
3	1,256	7	1,256	9	1,259	-	-
4	1,241	1	1,244	-	-	-	-

În secțiuni microscopice unde se observă atât o fisurare avansată a granaților cât și o alterare cu apariția cloritului secundar, substituția apare obișnuit pe sistemul de fisuri care se lărgesc continuu și fuzionează, ajungându-se la o calcitizare aproape totală; extinderea fenomenului cu conservarea unor zone relicte ale granatului primar arată că nu este vorba de o simplă carbonatare, de precipitarea calcitului în spațiile fisurale (fig. 10).

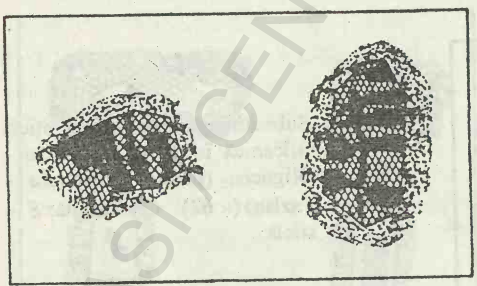


Fig. 10. Substituție calcitică în granații piralspitici, cu conservarea unor zone relicte (× 70); litarenitele neocomiene din sub - bucovinicul de la Gura Dămucului.

În ceea ce privește condițiile genetice în care are loc procesul de calcitizare, din cazurile particulare se deduce că acesta interesează cel mai adesea silicea și silicații. Faptul trebuie pus pe seama antagonismului solubilității dintre calcit și silice de unde și reversibilitatea fenomenului calcitizare - silicifiere, odată cu schimbarea condițiilor de *p*H de la alcalin la acid și invers.

Frecvența calcitizării nu este însă numai în funcție de *p*H, ci și de alți factori care pot restrânge sau favoriza solubilitatea mineralelor și trecerea lor în soluțiile

interstiţiale; este vorba de influenţa componenţilor dizolvaţi (halogenuri), de suprafaţa de separaţie solid/fluid şi de raportul direct între solubilitate, stress şi volumul molar al mineralelor (Şeclăman, 1981).

Ca factori favorizanţi ai alcalinizării se citează prezenţa materiei organice şi a mineralelor argiloase (Papiu, 1960; Bathrust, 1975; Fuchtbauer, 1976).

În primul caz are loc descompunerea bacteriană cu creşterea conţinutului de NH_4, iar în cel de-al doilea trecerea în soluţie a elementelor alcaline sub influenţa presiunii litostatice. Ultima observaţie este confirmată de Brueckner, Snyder (1985) care au constatat că prezenţa smectitelor în silicolite întârzie procesul de conversie polimorfică a opalului în cuarţ. La aceşti factori locali se adaugă şi scăderea, în general, a *p*H - ului cu adâncimea (Ruhin,1966), ceea ce înseamnă că dinspre nivelele superioare spre cele inferioare ale scoarţei, silicifierea ia locul calcitizării; acest din urmă fapt a fost, dealtfel, confirmat de Walker (1962) pe probe din foraje.

Cât priveşte procesul intim al calcitizării, el este similar silicifierii (Folk, Pittman, 1971; Boyd, Newek, 1972; Bathrust, 1975; în Smith, Boyd, 1981) în sensul că în cazul realizării pseudomorfozelor calcitice se presupune o substituţie imediată, rata de dizolvare a mineralului preexistent fiind egală cu rata de precipitare a carbonaţilor.

Frecvenţa mare a calcitizării radiolarilor şi a spiculilor de spongieri are la origine două cauze: descompunerea bacteriană a ţesuturilor organismelor respective precum şi faptul că silicea amorfă prezintă o solubilitate de cca 10 ori mai ridicată decât a cuarţului (Krauskopf, 1967 în Garrels, McKenzie, 1971). După Bourque, Gignac (1968) calcitizarea spiculilor de spongieri are loc la câţiva metri sub interfaţa apă/sediment, imediat după acumulare, deci într-o fază timpurie de diageneză; faptul are în vedere spiculii calcitizaţi din sedimentele dragate de pe fundul Mediteranei (Froget, 1976 în Bourque, Gignac, 1986).

Corodarea frecventă a cuarţului, metacuarţitelor sau cherturilor şi substituirea lor parţială sau uneori totală cu calcit, trebuie pusă pe seama ambilor factori de alcalinizare, respectiv prezenţa materiei organice şi a mineralelor argiloase. Faptul se corelează cu prezenţa fenomenelor, cu precădere în calcare micritice, biomicritice şi microsparitice cu caracter argilos sau în litarenitele cu ciment calcimicritic; aceleaşi cauze trebuie admise şi în situaţia substituţiei calcitice a feldspaţilor potasici şi plagioclazilor acizi şi a granaţilor.

În tuful de Falcău calcitizarea apare numai local, în timp ce bentonitizarea lui este mai degrabă generală. Cum bentonitizarea se traduce prin alterarea şi argilizarea sticlei şi a feldspaţilor, se înţelege că eliberarea Na şi K au întreţinut un mediu puternic alcalin, care a favorizat substituţia calcitică, dar numai acolo unde a existat o îmbogăţire în calciu a fluidelor interstiţiale lipsa calcitizării în tipurile rubanate fiind pusă pe seama materiei bituminoase a cărei geneză şi stabilitate este legată de mediile acide.

Aşa cum observau Papiu (1960) şi Jipa (1962) ar trebui ca toate cazurile de substituţie calcitică să fie însoţite de prezenţa silicei secundare, respectiv a binecunoscutelor "chaille"- uri; raritatea lor demonstrează însă, după aceiaşi autori, că cel mai adesea migraţia la distanţă a silicei substituite se datorează lipsei unor condiţii favorabile precipitării; coexistenţa ambelor procese a fost recunoscută doar în cazul Dogger - ului şi a Formaţiunii cu *Aptychus* din sinclinalele Rarău şi Hăghimaş, calcarelor de Doamna sau Formaţiunii de Comarnic din zona flişului

(Papiu, 1960; Jipa, 1962; Grasu *et al.* 1988, 1995).

Sub raport petrogenetic se pare că procesul de calcitizare este mult mai important decât s-a considerat până în prezent. Este vorba în primul rând de formarea calcarelor pe seama unor sedimente inițial silicolitice; fenomenul a fost presupus deja de către Papiu (1960) pentru calcarele de Doamna, cărora noi le adăugăm cazuri similare întâlnite în Formațiunea de Jgheabu Mare, Formațiunea de Sucevița sau în siltitele silicolitice callovian - oxfordiene din suita bucovinică a sinclinalului Hăghimaș; în toate aceste situații este vorba de conversiunea unor spongolite în biosparite spongolitice sau chiar biosparite. Se înțelege că în atari situații aprecierile de ordin petrogenetic, paleomedial, făcute numai pe seama analizelor chimice pot duce la interpretări eronate.

Neomorfismul structural este cea de a doua consecință a substituției calcitice; el se referă la recristalizarea de tip agradant a calcitei micritice, ducând la aspecte pseudosparitice sau așa-zis dismicritice. Acest tip de sparitizare se realizează obișnuit în jurul elementelor allochemice și a bioclastelor (Filipescu, 1936; Anastasiu, 1988); este de observat însă că în foarte multe cazuri întâlnite de noi, caracterul dismicritic al unor calcare se datorează substituției calcisparitice a cuarțului, chertului sau a unor resturi organice de natură silicioasă. După Pollastro (1989) metasomatoza calcitică ar avea loc în stadiul timpuriu al diagenezei respectiv în sindiageneză.

2.1.4. Silicifierea

Este tot atât de frecventă ca și calcitizarea cu care este, dealtfel, în strânsă conexiune. La noi cazuri de silicifiere citează Filipescu (1935), Papiu (1960) cât și Băncilă, Papiu (1962). Procese de silicifiere au fost observate și de noi în biomicritele spongolitice din calcarele de Doamna, sparitele și biosparitele silicolitice din formațiunile de Tazlău și Sucevița; în toate aceste cazuri silicifierile se asociază cu prezența chaille-urilor în care procesul a afectat bioclastele calcitice ale unor foraminifere (*Lenticulina, Globigerinidae*); de multe ori substituția este totală, alteori doar parțială, lojele fiind umplute cu calcedonie, în timp ce se mai păstrează încă parte din septe după calcita primară.

O astfel de silicifiere a fost evidențiată apoi în biosparitele rhetiene de natură olistolitică din sinclinalul Rarău (pârâul Malului; Grasu *et al.*,1995); este vorba de substituția prin silice calcedonitică, fibroasă a valvelor de brachiopode; procese masive de silicifiere apar apoi în klippa triasică de pe Pârâul Cailor (sinclinalul Rarău) și anume în calcarele în care bioclastele sunt constituite aproape în exclusivitate din amoniți; silicea umple lojele cochiliilor de amoniți și substituie calcita septelor. Silicea de substituție este larg cuarțificată, ceea ce a făcut să se pună la îndoială că ar fi vorba de o simplă metasomatoză de natură sedimentară (Grasu *et al.*, 1995).

Conform observațiilor lui Schmitt, Boyd (1981), silicifierea poate fi imediată sau tardivă, fapt ce se referă la simultaneitatea sau decalarea proceselor de dizolvare și precipitare; argumentarea pentru unul sau altul din tipuri se face după aspectele structurale ale cuarțului.

Terminologia cuarțului în cadrul fenomenului de silicifiere a fost creată de către Folk, Pittman (1971, în Schmitt, Boyd, 1981). O asemenea clasificare

priveşte numai α cuarţul şi cuprinde megacuarţul când cristalele sunt mai mari de 20 microni şi microcuarţul mai mic de 20 microni. La rândul său, microcuarţul se împarte în cuarţ microcristalin (1- 4 microni) cu extincţie de tip "pin point" (vârf de ac) şi cuarţ calcedonic sub formă fibroasă sau sferulitică (calcedonită, cuarţină şi lutecit).

Trebuie să consemnăm, că cel puţin în literatura noastră geologică nu întotdeauna silicifierea în sensul substituţiei este sinonimă cu termenul de silicifiat; este cazul, citat de Cantuniari (1935) sau al gresiilor glauconitice zise şi silicifiate din membrul superior al Formaţiunii de Audia, gresii în care nu este vorba de substituţie ci pur şi simplu de o îmbogăţire a lor în silice singenetică (organochimică); adaosul de silice singenetică în calitate de ciment la gresii este înşelător pentru că sub raport chimic el poate crea o falsă maturitate.

2.2. Semnificaţia paleomedială a gresiilor

2.2.1. Gresiile şi reconstituirile paleoclimatice

Plecând de la analiza compoziţională a nisipurilor holocene, s-a reuşit ca prin extrapolare să se ajungă la reconstituiri paleoclimatice pe seama gradului de maturitate a gresiilor (Suttner, 1974; Suttner *et al.*, 1981; Suttner, Dutta, 1986; Young, 1976; Dutta, Suttner, 1981; Mack, 1981; Mack *et al.*, 1981; Mack, 1984).

Cercetările respective au demonstrat că în cazul nisipurilor holocene, conţinutul în *QFL* este în primul rând o funcţie a climatului şi a distanţei de transport; la acestea se adaugă, în cazul gresiilor, mediul de depozitare, rata de sedimentare şi schimbările introduse de procesele diagenetice.

Metodologic, studiul paleoclimatic pe seama gresiilor se execută pe secţiuni microscopice prin luarea în calcul a fracţiunii medii respectiv între 0,50 - 0,25 mm, numărându-se pentru fiecare probă minimum 300 de granule; cuarţul total se constituie din suma cuarţului policristalin şi a cuarţului monocristalin.

S-a observat că atunci când amprenta climatică nu este obliterată, de la climatele aride spre cele umede, nisipurile se îmbogăţesc în cuarţ scăzând procentul de fragmente litice şi mai ales de feldspaţi; în fapt, raportul Q/F+L capătă anumite valori specifice şi anume sub 2,0 pentru climatele aride şi semiaride, peste 10 pentru climatele umede, valorile intermediare indicând condiţii tranziţionale.

Factorul climatic influenţează compoziţia gresiilor prin alterare; în sensul acesta este edificatoare influenţa regimului pluviometric asupra conţinutului în feldspaţi al nisipurilor din solurile actuale. Curba construită de noi pe baza datelor oferite de Suttner (1974), plecând de la o funcţie exponenţială, arată o corelaţie inversă evidentă între cele două elemente (fig. 11).

Problema esenţială o constituie, în cazul gresiilor, condiţiile în care amprenta climatică impusă detritusului primar poate fi conservată sau modificată. Investigaţiile au arătat că atunci când distanţa de transport este, în general, sub 100 km, factorul de selecţie este nesemnificativ şi anume de 12% pentru feldspaţi şi de 16% pentru materialul litic (Suttner *et al.*, 1981).

În mediul de şelf cu ape puţin adânci, se produce o selecţie avansată a

nisipurilor cu eliminarea feldspaţilor şi a fragmentelor litice, ca urmare a acţiunii valurilor; se înţelege apoi că o îngropare rapidă, în cazul unei rate ridicate de sedimentare duce la conservarea amprentei climatice, în timp ce ratele scăzute, corespunzătoare zonelor de şelf ale bazinelor cratonice sau marginilor continentale pasive, determină o selecţie destul de severă, cu îmbogăţire în cuarţ; corelaţia inversă dintre rata de sedimentare şi îmbogăţirea în cuarţ este suficient de evidentă în curba din figura 22, realizată de noi pe baza datelor oferite de Suttner *et al.* (1981).

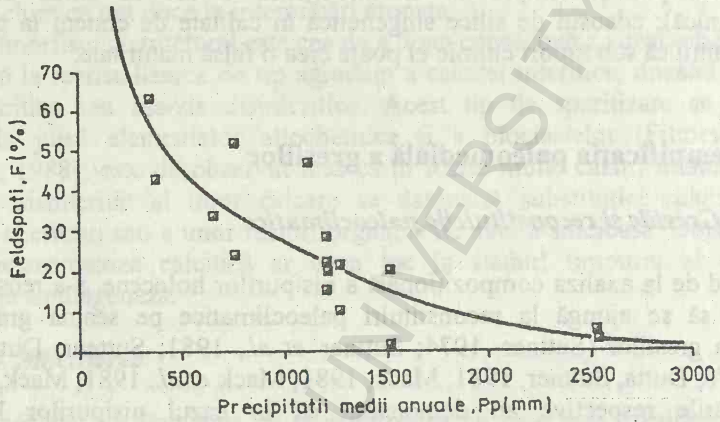


Fig. 11. Curba de corelaţie dintre media precipitaţiilor anuale şi conţinutul în feldspaţi al solurilor (întocmită după datele lui Suttner *et al.*, 1974).

Trebuie adăugat apoi că la adâncimi mari de îngropare, dizolvările şi substituţiile pot induce schimbări notabile, arcozele, spre exemplu, putând fi transformate în cuarţarenite; după Schmidt, McDonald (1979 - *fide* Suttner *et al.*,1981) ştergerea amprentei climatice de către procesele diagenetice poate interveni numai la adâncimi de îngropare ce depăşesc 3000 m.

Asemenea reconstituiri am încercat pentru Paleocen - Eocenul litofaciesului de Tarcău din pânza cu acelaşi nume. Au fost probate în această idee gresia de Tarcău, Formaţiunea de Podu Secu şi Formaţiunea de Ardeluţa (sens Ionesi, Grasu, 1987; fig. 12).

Prima problemă care se ridică este în ce măsură nisipurile primare care au generat aceste gresii au putut sau nu să fie afectate de factorii perturbatori ai amprentei climatice. În primul rând se pune problema distanţei de transport; în acest sens nu se pot face aprecieri sigure, dar caracterul lor de wacke şi arenite litice şi litofeldspatice (fig. 13) arată gradul lor de imaturitate şi indirect o distanţă de transport nu prea mare, incapabilă să opereze o reducere a componenţilor labili (*F* + *L*).

Dealtfel, se pare că nici mediul de depozitare şi nici rata de sedimentare nu au fost în măsură să influenţeze procesul de maturizare a detritusului primar al acestor gresii. După cum se ştie ele sunt turbidite tipice şi s-au acumulat într-un bazin de tip miogeosinclinal intrat în etapa de compresiune; este vorba deci de un

mediu de instabilitate tectonică accentuată cu ratele de subsidenţă şi de sedimentare destul de ridicate. Calculele arată că această rată de subsidenţă se ridică la peste 50 m/1Ma; din curba prezentată în figura 22 reiese că la o asemenea rată îmbogăţirea în cuarţ este redusă.

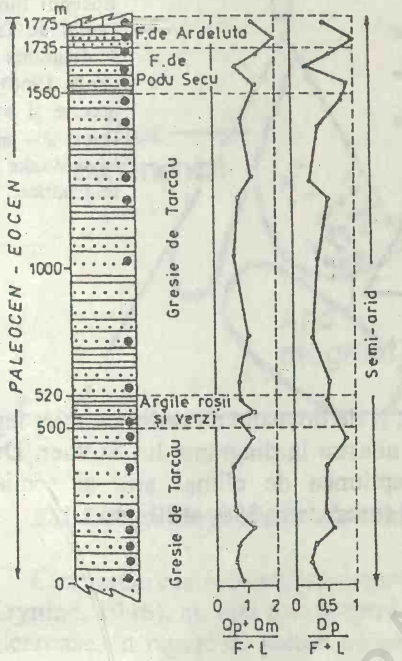


Fig. 12. Variaţia compoziţională şi a unor indici cu valoare paleoclimatică în gresiile din Paleocen - Eocenul litofaciesului de Tarcău.

În ceea ce priveşte procesele diagenetice, se pare că nici ele nu au putut influenţa prea mult; se consideră că în litofaciesul de Tarcău - Fusaru (Stănescu, Morariu, 1986), formaţiunile nu au depăşit în procesul de îngropare adâncimea de 3000 m considerată, după cum am văzut, limita până la care influenţa diagenezei poate fi neglijată. În consecinţă, se poate considera că natura compoziţională a gresiilor din Paleocen - Eocenul litofaciesului de Tarcău poate reflecta condiţiile climatice ale ariilor sursă. Din acest punct de vedere se poate observa că raportul *Qm+ Qp/F+ L* prezintă valori extreme între 0,64 - 2,00, indicând o imaturitate clară, corespunzătoare condiţiilor climatice aride şi semiaride (fig. 12). O reducere a imaturităţii se poate observa de la gresia de Tarcău, cu o compoziţie medie în *QFL* de 48/13/39, la formaţiunile de Podu Secu şi Ardeluţa (55/11/34, respectiv 63/15/22), reflectată şi de creşterea relativă a valorilor medii ale raportului *Qm+ Qp/F+ L*, de la 0,89 la 1,70, ceea ce corespunde unei îmbogăţiri în cuarţ de la 48% la 63%. După părerea noastră această îmbogăţire în cuarţ nu are numai cauze climatice; la nivelul Formaţiunii de Ardeluţa a intervenit prelucrarea detritusului primar în condiţiile de şelf ale cordilierelor intrabazinale care au constituit sursa nu numai a turbiditelor siliciclastice, dar şi a celor carbonatice, respectiv a calcarelor allodapice care caracterizează această entitate.

UNIVERSITY LIBRARY

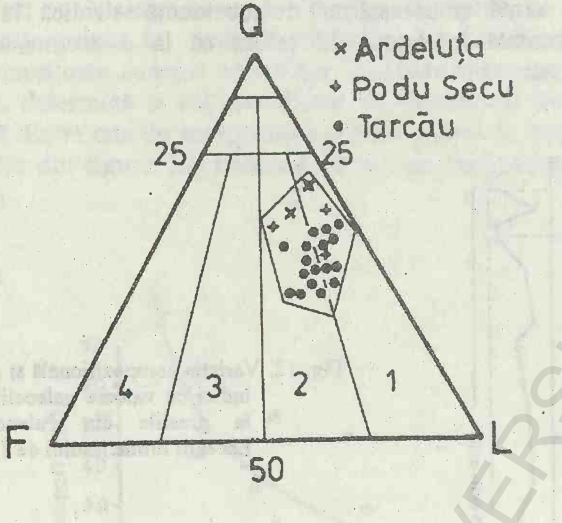


Fig. 13. Proiecția gresiilor din Paleocen - Eocenul litofaciesului de Tarcău în diagrama *QFL* (Folk, 1968): *1* – arenite și wacke litice; *2* – arenite și wacke litofeldspatice.

Același climat semiarid este confirmat și de dovezile de ordin chimic; faptul este ilustrat de pozițiile ocupate de probele noastre în diagrama lui Suttner, Dutta (fig. 14). Trebuie să menționăm că accepțiunea de climat arid și semiarid corespunde unui regim pluviometric sub 300 și respectiv 300 - 420 mm.

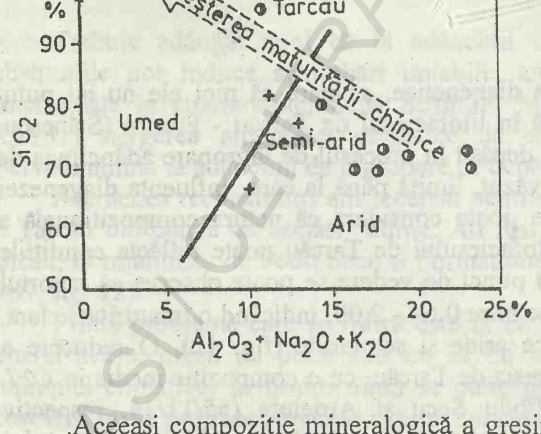


Fig. 14. Proiecția gresiilor din Paleocen - Eocenul litofaciesului de Tarcău în diagrama paleo-climatică cu suport chimic a lui Suttner, Dutta (1986).

Aceeași compoziție mineralogică a gresiilor se poate folosi, după cum este cunoscut, și pentru reconstituirea naturii structurale a ariilor sursă, inclusiv din punctul de vedere al tectonicii globale; în acest sens se utilizează binecunoscutele diagrame ternare ale lui Dickinson, Suczek sau Ingersoll, Suczek (1979). Probele din Paleocen - Eocenul litofaciesului de Tarcău se plasează după cum se observă în figura 15 în câmpul orogenului reciclat; acest orogen reciclat reprezintă de fapt aria deja edificată în tectogenezele cretacice de la interior, constituind așa - zisa sursă carpatică, cu un subasment cristalofilian corespunzător Dacidelor Mediane sau de

scoarţă subţiată al Dacidelor Externe; ele erau instabile tectonic, fapt ilustrat de alternanţa turbiditelor siliciclastice cu turbiditele carbonatice sau episoadele lutito - pelagice.

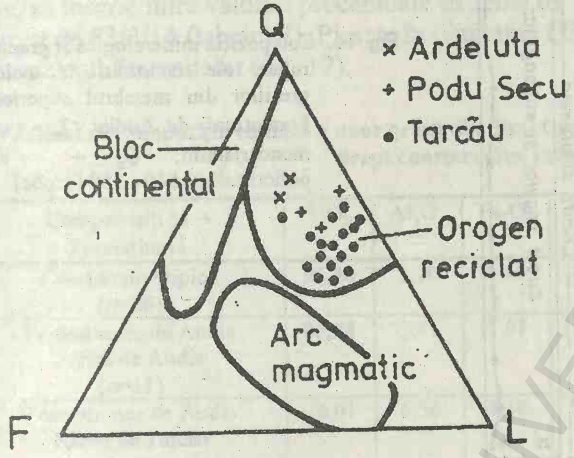


Fig.15. Proiecţia gresiilor din Paleocen - Eocenul litofaciesului de Tarcău în diagrama Dickinson, Suczek (1979).

2.2.2. Aspecte genetice ale cuarţarenitelor

Cuarţarenitele sunt cunoscute sub numele de gresii cuarţoase sau ortocuarţite (Krynine, 1948); au mai fost propuşi termenii de gresii cuarţ - silicioase sau cuarţ - calcaroase, în raport de natura cimentului (Grout, 1932 în Pettijohn, 1957). După părerea noastră este de preferat termenul de cuarţarenite, făcându-se în acest fel distincţia faţă de cealaltă categorie de gresii cuarţoase şi anume cuarţwacke.

Toţi autorii fără excepţie (Pettijohn, 1957; Pettijohn, Potter, Siever, 1972; Papiu, 1960; Anastasiu, 1977, 1988; Rădulescu, Anastasiu, 1979; Vinogradov *et. al.*, 1983) subliniază conţinutul lor ridicat în cuarţ şi în acelaşi timp de silice, obişnuit peste 90%. Indicii de sortare şi rotunjire ridicaţi denotă gradul lor avansat de maturitate texturală şi mineralogică.

Se apreciază că, în general, ele aparţin faciesurilor de platformă acumulate în condiţii de calm tectonic, având la origine reciclarea unor gresii preexistente; numai în cazuri rare gradul ridicat de maturitate al unor gresii poate fi rezultatul final al produsului de alterare profundă, de abraziune şi sortare; cu alte cuvinte geneza cuarţarenitelor după un prim ciclu de sedimentare pe baza rocilor magmatice şi metamorfice reprezintă, după cei mai mulţi autori, cazuri mai rare (Suttner *et al.*, 1981).

În Carpaţii Orientali asemenea gresii cu maturitate ridicată, considerate drept cuarţarenite au fost descrise din Seisianul zonei cristalino - mezozoice, dar mai ales din zona flişului. Este cazul gresiilor cuarţoase din Formaţiunea de Audia, din formaţiunile de Straja şi de Piatra Uscată, Gresia de Lucăceşti şi Gresia de Kliwa (Papiu, 1960; Filipescu *et al.*, 1966; Grigorescu, 1970; Vinogradov *et al.*, 1983; Grasu *et al.*, 1988).

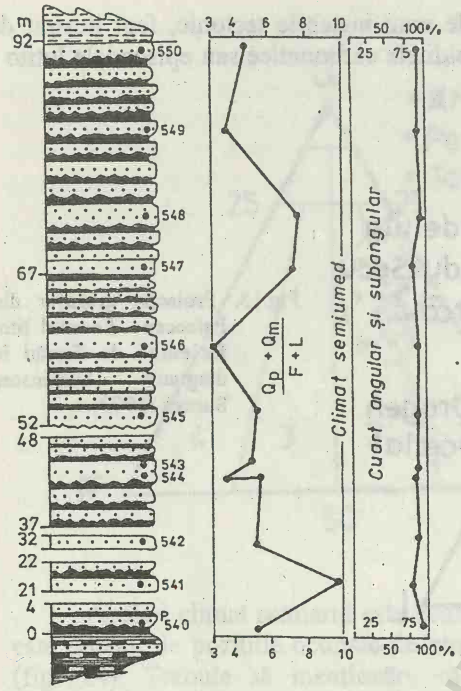


Fig. 16. Compoziția mineralogică și gradul de rulare ale cuarțului în coloana gresiilor din membrul superior al Formațiunii de Audia: Q_m – cuarț monocristalin; Q_p – cuarț policristalin; 540 - 550 (probe).

Gresiile seisiene din zona cristalino - mezozoică, deși au fost considerate drept ortocuarțite, analizele realizate pe câteva probe (Grasu *et al.*, 1995) au indicat conținuturi în silicați mai mari decât conținuturile în silice liberă, ceea ce subliniază, de fapt, caracterul lor litic și nicidecum cuarțos.

Dintre gresiile din zona flișului, după cum se observă din tabelul 6, singurele care se apropie sub raport chimic de adevăratele cuarțarenite sunt cele de tip Kliwa iar cele mai puțin cuarțoase s-au dovedit a fi gresiile din Formațiunea de Audia. În Formațiunea de Audia gresiile formează așa - zisul membru superior al cuarțarenitelor glauconitice și conform analizelor petrografice ele sunt fine până la mediu granulare; se consemnează apoi că materialul cuarțos depășește 95%, iar cimentul de natură silicioasă poate ajunge uneori până la 20 - 40% din masa rocii; relevă o sortare slabă cu un indice cuprins între 1,2 - 1,6 (Grigorescu, 1970; Grigorescu, Anastasiu, 1976; Vinogradov *et al.*, 1983, Baltres *et al.*, 1983).

Caracterul turbiditic al acestor gresii vine în contradicție cu încadrarea lor în categoria cuarțarenitelor care se consideră de fapt, așa cum am mai consemnat, specifice ariilor cu stabilitate tectonică ridicată. Sesizând faptul, Săndulescu (1984) relevă că problema principală în cazul acestor arenite este explicarea apariției masive și bruște a materialului oligomictic cuarțos. În acest sens autorul presupune două ipoteze: una după care la nivelul Albianului aria sursă s-ar fi extins asupra unor zone, probabil intrabazinale, constituite în exclusivitate din depozite grezoase de vârstă Paleozoic sau chiar Vendian, și, o a doua, în care se invocă o origine similară cu a gresiei de Kliwa, respectiv un transport eolian din aria Vorlandului carpatic. Anterior, noi înșine (Grasu *et al.*, 1988) am susținut imposibilitatea

provenienţei lor din terenuri metamorfice după un prim ciclu de sedimentare.

Prima problemă care se pune în legătură cu aceste arenite este aceea dacă ele sunt sau nu cu adevărat cuarţarenite. În acest scop noi am probat o succesiune în zona de stratotip, respectiv pârâul Hangu aval de confluenţa cu pârâul Audia (fig. 16). Formula mineralogică a acestor gresii, după cei trei componenţi, *QFL*, pe 11 probe, se înscrie între valorile procentuale extreme de 74/7/19 şi 90/2/8 cu o medie pe profil de 83/3/14 (tabelul 7). Plasate în diagrame *QFL*, ele cad, cu două excepţii, în câmpul sublitarenitelor (fig. 17).

Tabelul 6. **Compoziţia chimică a unor gresii din flişul Carpaţilor Orientali, considerate drept cuarţarenite; valori medii**

Componenţi %→ Formaţiuni↓	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Cuarţarenite tipice (*n*=26)	95,40	1,10	0,40	0,10	1,60	0,10	0,20
Formaţiunea de Audia Pânza de Audia (*n*=11)	85,24	3,41	1,91	0,90	3,77	0,91	0,48
Formaţiunea de Audia Pânza de Tarcău (*n*=2)	76,01	6,56	3,10	1,76	4,03	1,33	0,74
Formaţiunea de Straja (*n*=2)	89,12	3,83	3,11	1,02	1,04	0,96	0,36
Formaţiunea de Piatra Uscată (*n*=2)	89,96	2,84	1,45	2,11	1,00	2,25	0,25
Gresia de Lucăceşti (*n*=4)	89,00	2,39	1,06	0,17	3,17	0,41	0,44
Gresia de Kliwa Pânza de Tarcău (*n*=35)	95,20	1,76	0,99	0,18	0,88	0,19	0,30
Gresia de Kliwa Pânza Vrancei (*n*=165)	95,50	2,49	0,60	0,26	0,34	2,25	0,53

Faptul nu trebuie să surprindă deoarece, aşa cum vom vedea, compoziţia chimică a acestor gresii o confirmă. S-a luat în calcul şi criteriul chimic, considerând că studiul microscopic poate induce un oarecare subiectivism. Faţă de cuarţarenitele clasice (tabelul 6), gresiile din Pânza de Audia (zonele Covasna şi Audia) prezintă conţinuturi în silice cu 10 procente mai scăzute, iar cele din Pânza de Tarcău (zona Cârnu - Straja) cu 20 procente, în timp ce Al_2O_3 creşte de trei ori şi respectiv de şase ori. Plasate în diagrama de clasificare după criteriul chimic, ele cad în câmpul sublitarenitelor şi chiar a litarenitelor (fig. 18).

Comparativ s-a luat în discuţie şi gresia de Kliwa, care pe criteriul mineralogic este considerată o rocă supermatură; dacă gresia de Kliwa din Pânza de Tarcău cade în câmpul cuarţarenitelor, cea din Pânza de Vrancea se plasează în câmpul sublitarenitelor; se poate observa că o parte din probele de la Audia sunt "trase" în câmpul arcozelor, datorită valorilor mai ridicate de alumină şi alcalii, provenite, probabil, din feldspaţi, dar şi din argila asociată cimentului silicios.

Tabelul 7. **Spectrul compoziţional al gresiilor din membrul superior al Formaţiunii de Audia şi valorile unor indici cu semnificaţie paleomedială**

Probe	*QFL*	Q_p	Q_m	$\frac{Q}{F + L}$	I_o	I_i
540	84/5/11	58,43	41,57	5,12	0,28	0,80
541	90/2/8	38,48	61,52	9,58	0,38	0,90
542	83/4/13	58,43	41,57	5,00	0,58	0,80
543	83/1/16	29,96	70,04	5,23	0,29	0,60
544	78/2/20	32,07	67,93	3,58	0,32	0,60
545	83/1/16	73,35	26,65	5,18	0,26	0,60
546	74/7/19	30,55	69.45	3,00	0,30	0,60
547	88/3/9	31,95	68,05	7,20	0,32	0,70
548	88/2/10	44,00	56,00	7,50	0,44	0,60
549	77/1/22	40,51	54,49	3,51	0,40	0,10
550	81/11/8	13,00	87,00	4,37	1,30	0,70
Minim	74/7/19	13,00	26,65	3,00	0,26	0,10
Maxim	90/2/8	73,35	87,00	9,58	1,30	0,90
Medie	83/3/14	40,97	58,57	5,38	0,44	0,63

Subiectivismul criteriului mineralogic faţă de cel chimic de care aminteam mai înainte provine, în cazul de faţă, din faptul că atunci când se menţionează că în aceste gresii materialul cuarţos depăşeşte 95%, este vorba, de fapt, de raportarea lui faţă de totalul elementelor figurate şi nu faţă de masa rocii, în care, de multe ori, după cum am văzut, cimentul poate constitui 20 - 40% (Vinogradov *et al.*, 1983). Dealtfel, conţinutul în silice ar fi şi mai scăzut dacă nu ar interveni cimentul silicios, singenetic, de natură organochimică; concluziile mineralogice şi chimice sunt susţinute şi de cele morfoscopice; este vorba de sortarea slabă (indici cu valori de 1,2 - 1,6 sens Folk) şi de preponderenţa cuarţului angular şi subangular (fig. 16).

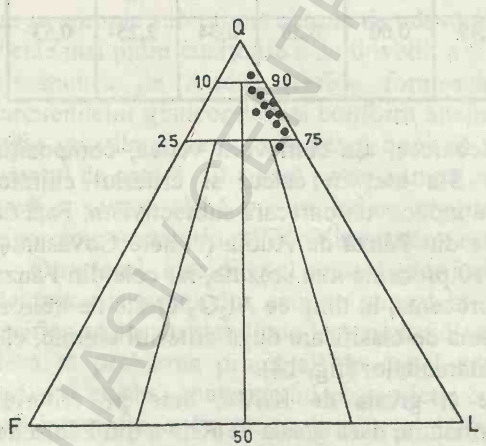


Fig.17. Proiecţia probelor din membrul superior al Formaţiunii de Audia în diagrama lui Folk (1968).

În concluzie, referitor la prima problemă putem spune că deşi au o relativă maturitate prin îmbogăţirea în cuarţ, gresiile respective nu pot fi considerate cuarţarenite, cu atât mai mult cu cât parte din silice este singenetică; din acest motiv denumirea de sublitarenite glauconitice silicifiate pare să fie mai adecvată.

BUNASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

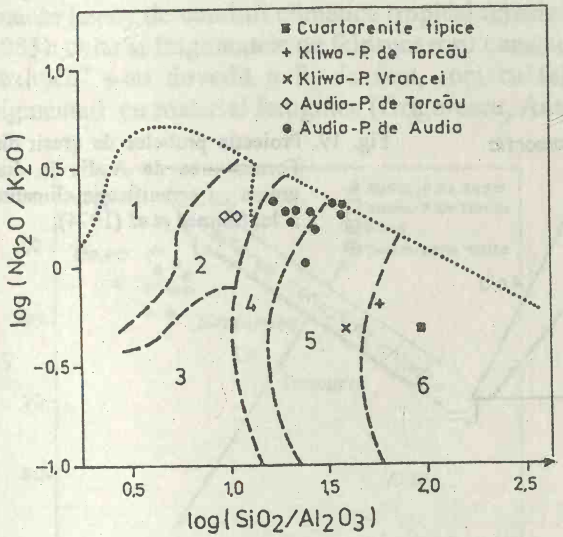


Fig. 18. Încadrarea petrografică a gresiilor din membrul superior al Formațiunii de Audia în diagrama după criteriul chimic a lui Pettijohn *et al.* 1972: *1* – graywacke; *2* – litarenite; *3* – arcoze; *4* – subarcoze; *5* – sublitarenite; *6* – cuarțarenite.

A doua problemă care se ridică este aceea a sursei primare și a proceselor care au dus la relativa maturitate a acestor gresii. De la început trebuie să spunem că a doua ipoteză emisă de Săndulescu (1984) după care sursa s-ar plasa în Vorlandul carpatic și materialul ar proveni pe cale eoliană ca și în cazul gresiei de Kliwa, nu poate fi susținută. În acest caz ar trebui ca îmbogățirea în material cuarțos să se facă progresiv de la vest către est, de la pânza de Audia spre pânza Vrancei, or, în ultima din unități gresiile dispar cu desăvârșire, fiind substituite prin calcare cu silicifieri și secvențe ruditice cu elemente verzi. Dealtfel, nu poate fi susținută nici prima ipoteză după care ar fi vorba de o sursă intrabazinală constituită doar din depozite grezoase. Ea vine în contradicție cu compoziția petrografică a secvențelor ruditice din membrul superior grezos care arată că aria sursă furniza atât material magmatic cât și metamorfic și sedimentar; este vorba de magmatite acide cu caracter calco - alcalin, de la granite la diorite, cuarțite metamorfice, micrite și silicolite (Grigorescu, Anastasiu, 1976). După părerea noastră cele trei surse rămân o realitate, iar îmbogățirea relativă în material cuarțos și eliminarea fragmentelor litice și a feldspaților se poate pune pe seama unor condiții de ordin climatic și depozițional.

În acest sens se consideră, după cum am văzut deja, că primul factor răspunzător de compoziția mineralogică a gresiilor este cel climatic. În această idee Suttner *et al.* (1981) au întocmit o diagramă în care au separat câmpurile specifice climatelor aride sau umede pentru nisipuri provenite atât din roci magmatice cât și metamorfice. În această diagramă probele din Formațiunea de Audia cad în câmpul corespunzător climatului umed cu proveniență din rocile metamorfice (fig. 19). Indicații climatice mai precise se pot deduce din raportul $Q_{total}/F+L$ și $Q_p/F+L$ (fig. 20).

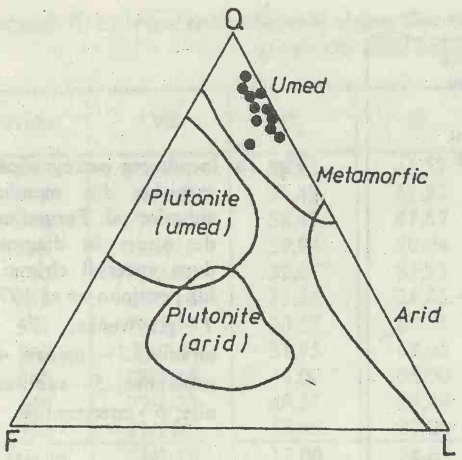


Fig. 19. Proiecția probelor de gresii din Formațiunea de Audia în diagrama cu semnificație climatică a lui Suttner *et al.* (1974).

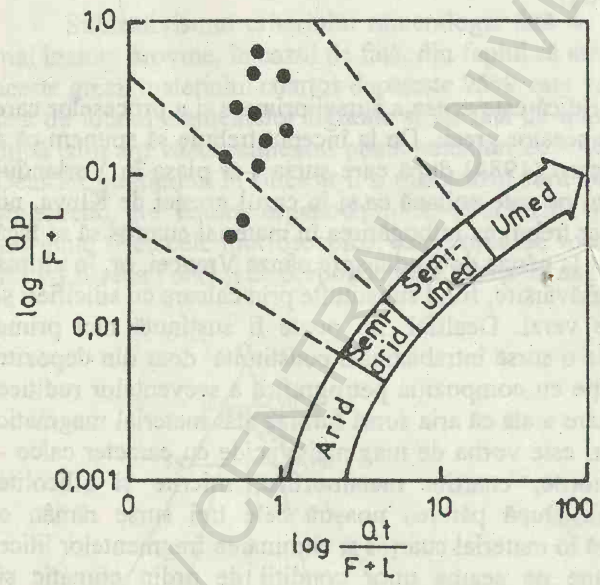


Fig. 20. Proiecția probelor de gresii din Formațiunea de Audia în diagrama cu semnificație climatică a lui Suttner, Dutta (1986).

Diagrama cu suport chimic a lui Suttner și Dutta (1986) indică același fapt, iar pentru comparație s-au proiectat cuarțarenitele tipice și gresia de Kliwa; după cum se observă în figura 21, probele din pânza de Audia se deplasează dinspre câmpul semiumed spre cel umed, faptul datorându-se unui procent mai ridicat de silice a cărei natură este însă singenetică și nu detritică. Dealtfel, condițiile climatice, în general umede, în care s-a produs acumularea Formațiunii de Audia sunt dovedite și de alte argumente. Din acest punct de vedere se știe că membrul superior grezos este încadrat de seria argiloasă cu siderite în partea inferioară și de argilele vărgate în partea superioară; se consideră că atât sideritele, cât și argilele

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

vărgate își au originea în ariile emerse limitrofe cu o răspândire largă a unor laterite legate de condiții climatice tropical umede (Balteș *et al.*, 1983; Papiu *et al.*, 1983); chiar și fragmentele de feldspat roșu considerate multă vreme drept elemente "exotice" s-au dovedit a fi, de fapt, roci cu feldspați plagioclazi caolinizați și pigmentați cu material feruginos (Grigorescu, Anastasiu, 1976).

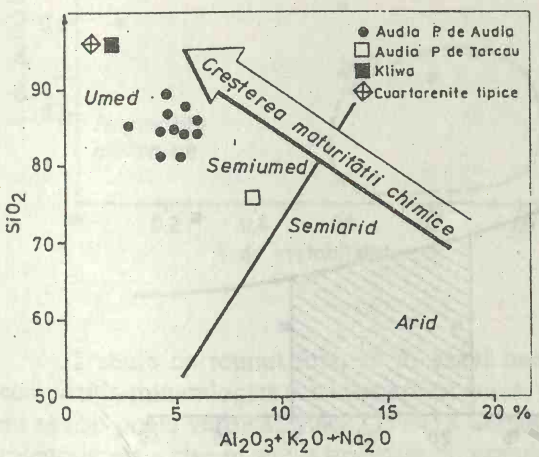


Fig. 21. Proiecția probelor de gresii din Formațiunea de Audia în diagrama paleoclimatică cu suport chimic a lui Suttner, Dutta (1986).

În ceea ce privește rolul ratei de sedimentare în procesul de maturizare este cunoscut că la valori ridicate are loc o îngropare rapidă, iar la valori reduse se continuă procesul de selecție care are ca rezultat îmbogățirea în cuarț (fig. 22). Cum asupra vârstei gresiilor luate în discuție nu există încă un punct de vedere unitar, luarea în calcul a două variante de încadrare stratigrafică a dus la estimarea unei rate de sedimentare cuprinsă între 18 și 30 m/1 Ma; mai mică deci de 36 m/1 Ma, valoare considerată de către Suttner *et al.*, (1981) specifică zonelor de șelf. Așa cum reiese din figura 22 în limitele acestor valori îmbogățirea în cuarț ajunge la 50 - 60%. Se înțelege că această prelucrare s-a putut face pe aria șelfurilor intrabazinale de origine; considerăm că frecvența ridicată a glauconitului precum și prezența spiculilor de spongieri, sursa silicei organochimice, sunt dovezi în acest sens.

Referitor la natura petrografică a terenurilor din ariile sursă am văzut deja că studiul secvențelor ruditice indică atât roci cristaline cât și magmatice și sedimentare; caracterul fin și mediu granular al acestor gresii nu poate oferi argumente în aceeași măsură; totuși utilizarea diagramei de proveniență a cuarțului, confirmă, cel puțin prezența sursei metamorfice și sedimentare. Astfel, prin valorile indicilor de policristalinitate (Q_p/Q_{total}) și de instabilitate a cuarțului policristalin, probele cad, în majoritate, în/sau în apropierea câmpului cu această dublă semnificație (fig. 23). Menționăm că indicele de instabilitate reprezintă raportul dintre cuarțul "instabil" și cuarțul policristalin total; "instabilitatea" cuarțului policristalin se referă la faptul că el mai poate încă furniza cuarț monogranular prin procese de distrugere mecanică. În această categorie intră toate granulele cuarțoase policristaline cu formă alungită, extincție ondulatorie accentuată și ale căror cristale componente prezintă distribuție dimensională bimodală sau contacte suturale; dealtfel, schema privind caracteristicile după care se stabilește caracterul "stabil"

sau "instabil" al cuarțului policristalin a fost concepută de Basu *et al.*, (1976; fig. 24), autori care au elaborat în plus și o diagramă pentru determinarea naturii petrografice a rocilor din ariile sursă; aceasta a fost concepută pe baza a patru variabile ale aceluiași cuarț policristalin (fig. 25).

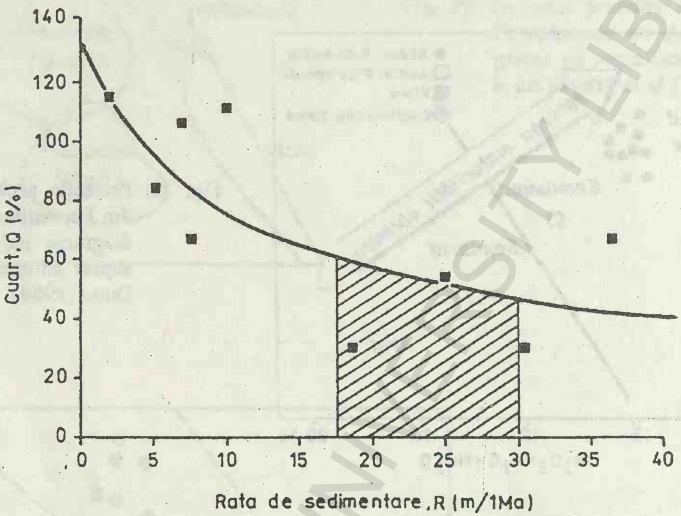


Fig. 22. Curba de corelație dintre rata de sedimentare și îmbogățirea în cuarț, elaborată după datele lui Suttner *et al.* (1981); suprafața hașurată corespunde cu rata de sedimentare a gresiei din Formațiunea de Audia, în cele două variante de încadrare stratigrafică.

Încheind discuțiile asupra condițiilor genetice în care se pot acumula cuarțarenitele merită să ne oprim puțin și asupra originii gresiei oligocene de Kliwa.

După cum se știe, cei mai mulți autori susțin că aria sursă a acesteia a constituit-o Vorlandul, materialul primar provenind pe cale eoliană din formațiunile grezoase preexistente. După părerea noastră este greu de dovedit în Platforma Moldovenească o formațiune arenitică atât de dezvoltată, așa cum presupune extinderea și grosimea gresiei de Kliwa.

Suntem de părere că nu este exclusă posibilitatea provenienței materialului primar din roci metamorfice, din seriile de metagraywacke cuarțoase ale șisturilor verzi, în condiții climatice deosebite. În acest sens, atât în Oligocenul carpatic cât și în cel din bazinul Transilvaniei se citează o floră specifică climatelor subtropicale umede și foarte umede, similară celei actuale din Birmania și Laos (Givulescu, 1985; Olaru, 1989; Petrescu *et al.*, 1989), unde temperatura medie anuală ajunge la 26 °C iar precipitațiile la 5000 mm.

În concluzie, deși gresiile membrului superior al Formațiunii de Audia nu sunt cuarțarenite tipice, ele prezintă totuși un grad destul de ridicat de maturitate. Dacă studiul nisipurilor holocene poate fi aplicat, așa cum se presupune, arenitelor mai vechi, atunci toate argumentele puse în discuție arată că această maturitate este o consecință a factorului climatic și a condițiilor depoziționale.

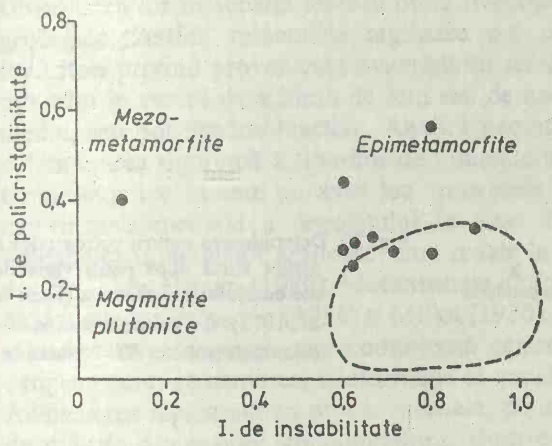


Fig. 23. Proiecția probelor de gresii din Formațiunea de Audia în diagrama de proveniență a cuarțului a lui Mack - 1981.

Trebuie de reținut însă, că în cazul unei asemenea geneze, legătura dintre compoziția mineralogică și natura ariilor sursă, privită prin prisma tectonicii globale nu se mai poate verifica; Mack (1984) a demonstrat că asemenea roci fac parte din categoria așa - ziselor gresii anomale cu populații "deviate", astfel că utilizarea lor în diagramele lui Dickinson și Suczek sau Ingersoll și Suczek nu este indicată.

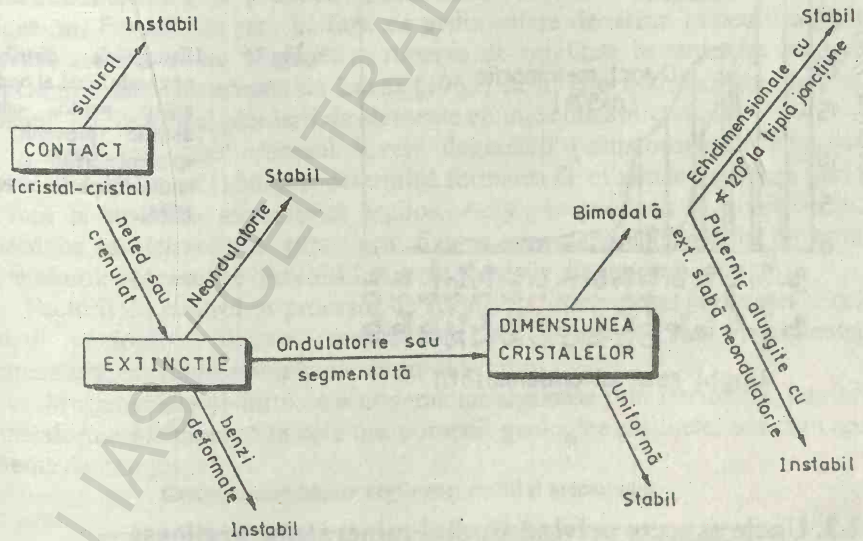


Fig. 24. Schema caracteristicilor care se iau în considerație în determinarea cuarțului policristalin stabil și instabil (după Young, 1976).

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

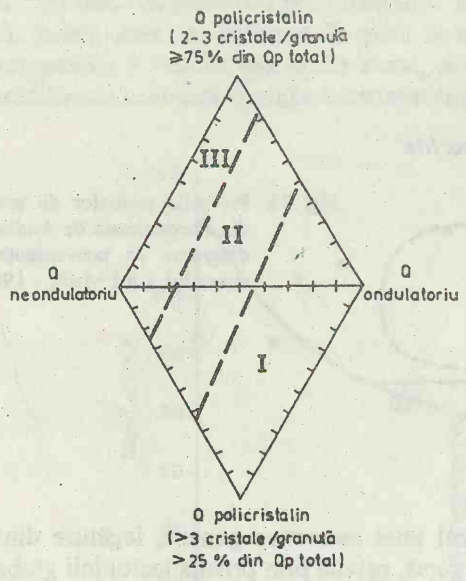


Fig. 25. Determinarea naturii petrografice a ariilor sursă după patru variabile ale cuarțului policristalin (Basu *et al.*, 1975): *I* – epimetamorfite; *II* – mezometamorfite; *III* – plutonite.

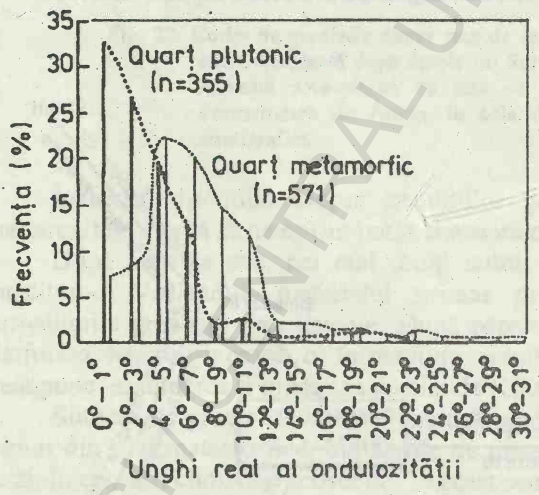


Fig.26. Histograma distribuției unghiului real al ondulozității pentru cuarțul detritic provenit din epimetamorfite și plutonite (după Basu *et al.*, 1975).

2.3. Unele aspecte privind studiul mineralelor argiloase

2.3.1. Scurte aprecieri genetice

Geneza mineralelor argiloase și procesele de transformare a mineralelor din roci reprezintă o abordare relativ recentă și în același timp plină de dificultăți.

BCU IASI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Ubicuitatea lor în scoarța terestră oferă informații unice asupra istoriei proceselor geologice. Astfel, mineralele argiloase pot constitui indicatori paleoclimatici, indicatori privind proveniența materialului sedimentar și chiar de paleomediu; ele pot intra în reacții de schimb de ioni sau de neoformație, odată cu schimbările de mediu, sau pot rămâne inactive. Analiza geologică a argilelor presupune, de fapt, determinarea riguroasă a tipurilor de minerale argiloase componente, a condițiilor termodinamice în care au avut loc procesele lor genetice și, în final, stabilirea naturii paleomediale a depozitului în sine. Problemele legate de tipologia și sistematica mineralelor argiloase sunt redate în sinteze ca aceea a lui Grim (1968) sau Brindley, Brown (1980). Mecanismele de formare a mineralelor argiloase au la bază ideile lui Esquevin (1958) și Millot (1970).

Aceste mecanisme care controlează geneza mineralelor argiloase în mediile exogene sunt: remanierea, neoformația și transformarea (agradarea și degradarea). *Remanierea* reprezintă un proces mecanic, de transport al unor minerale argiloase, de diferite dimensiuni granulometrice, dintr-o arie continentală într-un bazin de sedimentare. *Procesele de neoformație sau de autigeneză* implică precipitarea mineralelor argiloase direct din soluții sau formarea pe seama materialelor amorfe. Asociațiile de minerale argiloase de neoformație provin din medii marine cu *p*H - uri bazice. *Transformarea* mineralelor argiloase are loc prin mecanismele de degradare și agradare, care se produc în timpul proceselor de alterare exogenă, de sedimentare sau de diageneză. Transformarea prin degradare prezintă o descompunere a fazelor minerale metastabile în prezența apei și trecerea în soluție a unor ioni.

Degradarea este un proces de alterare caracteristic mediilor exogene din ariile continentale și se produce în intervalul dintre faza de sedimentare și cea de diageneză. Ea are loc rar în faza de sedimentare deoarece mineralele sunt, în general, stabile și nu se produce ruperea de echilibru în structura lor chimică. Degradarea este considerată de Lucas (1962) ca fiind o transformare "negativă" a mineralului, în sensul pierderii de elemente chimice din structura lui.

Agradarea este procesul invers degradării (transformarea "pozitivă") în sensul dat de Lucas (1962) și determină formarea de minerale argiloase prin adiție de ioni la structura mineralului argilos. Adiția se produce la nivel de pachete octaedrice sau tetraedrice și/sau prin fixarea unor cationi în spațiul interstratal al mineralului; procesul se dezvoltă în fazele târzii ale diagenezei.

Factorii de control în procesul de formare a mineralelor argiloase în cele trei situații geologice: alterare, sedimentare și diageneză, sunt reprezentați de temperatură, presiune, compoziție chimică și timp.

Mecanismele de formare a mineralelor argiloase prin remaniere, neoformație și transformare, operează în cele trei domenii geologice distincte, așa cum apare în schema de mai jos.

Geneza mineralelor argiloase: medii și mecanisme

Mecanisme → Medii ↓	Remaniere	Neoformație	Transformare
Alterare	+	+	+
Sedimentare	+	+	+
Diageneză	+	+	+

În general, remanierea domină mediile de sedimentare, unde reacțiile mineralogice sunt foarte lente, în timp ce transformarea se face în condiții specifice de temperatură, tipice domeniului diagenetic în care au loc transformări ale mineralelor la nivel structural. În cazul alterării exogene se pot desfășura toate cele trei mecanisme de formare a mineralelor argiloase. În același timp ea este dominată de trei procese majore distincte care implică illitul și anume: transformarea materialului illitic (în particular a illitului detritic), cristalizarea illitului în "culcușul" zonelor de alterare și transformarea smectitului în illit prin cicluri repetate de "spălare" - "uscare".

În procesul de alterare, materialul illitic este mult mai rezistent decât muscovitul sau biotitul. În literatura de specialitate sunt cunoscute cazuri care atestă prezența așa - ziselor illite "open" ("deschise") odată cu creșterea gradului de alterare (Thorez, 1976). Procesul mineralogic este interpretat ca o deschidere a pachetelor de illit detritic, luând naștere în acest mod o secvență de tipul illit - vermiculit - smectit. Această deschidere a pachetelor a fost generată de apariția unor soluții acide (Scott, Smith, 1966); structural acest lucru poate fi sesizat în spectrul de difracție de raze X prin distingerea expandabilității, pe seama degradării illitului discret.

Prezența unor procese de neoformație a illitului, reprezentate de sericitizarea feldspaților în "culcușul" zonelor de alterație sunt frecvent citate. Astfel, au fost menționate de către Konta (1972), pseudomorfoze de illit în feldspații potasici dintr-un dyke granitic caolinizat, iar Stoch, Sikora (1976) menționează illit secundar în culcușul unui dyke granitic saprolitic.

Illitizarea smectitelor în condițiile exogene de "spălare" și "uscare", favorizează fixarea K în structura smectitului. Fenomenul în sine a fost studiat în laborator de Eberl *et al.* (1986), Sucha, Siranova (1991). Suprafața Pământului este expusă la diverse cicluri climatice, densitatea de sarcină a smectitelor este cea mai mare, și, în aceste condiții, prezența unei cantități mari de illit la suprafața scoarței explică fasonarea lor prin astfel de procese.

În medii de sedimentare, illitul se formează în condiții marine și lacustre. Mult timp s-a crezut că illitul s-a format în mediu marin prin illitizarea materialului expandabil derivat de pe continent. Studiile lui Robertson, Lahann (1981) sugerează că materialul expandabil derivat de pe continent este relativ stabil în mediul marin. Vârsta *K-Ar* pe illite provenite din mediul marin au demonstrat că cele mai multe illite marine sunt detritice (Grim, 1968). Tipică în mediul marin este apariția glauconitului și celadonitului. Tot în mediul marin au fost raportate smectite cu densitate de sarcină mare, formate pe fundul oceanului prin alterarea rocilor vulcanice și/sau a sticlei vulcanice, prin reacția silicei biogene cu oxihidroxilul de Fe sau prin precipitare directă din fluide hidrotermale.

Illitul identificat în mediile lacustre a fost considerat de cele mai multe ori de origine detritică; un caz deosebit îl reprezintă studiile lui Porrenga (1986) și Wiewiora (1976) care identifică argile illitice verzi, unde illitul este bogat în Fe, asemănătoare glauconitului.

În mediul diagenetic cele mai frecvente situații de apariție a illitului au loc prin reacția de illitizare a smectitului, a caolinitului, a feldspaților, a muscovitului etc. Reacția de illitizare a smectitului a fost recunoscută în sedimente producându-se astfel: smectit + K - feldspat (mică) = illit/smectit + clorit + cuarț. Evoluția

materialului illitic a fost extensiv studiată, odată cu creşterea gradului de metamorfism, prin indicele de cristalinitate, prin raportul polimorfilor 2 *M*/ 1*M* ai illitului cât şi prin alţi parametri. Illitizarea caolinitului este o transformare tipică mediilor diagenetice, producându-se înaintea reacţiei de illitizare a smectitului, iar illitele rezultate sunt deosebit de bogate în alumină şi sărace în Fe şi Mg. Această reacţie nu depinde de temperatură. Alterarea muscovitului detritic în sericit (illit) a fost raportată de McDowell, Elders (1980) în aria geotermală Salton Sea care au stabilit şi următoarea reacţie odată cu creşterea temperaturii: muscovit - sericit (illit) - fengit - muscovit.

2.3.2. Prepararea probelor şi separarea fracţiunii argiloase

Succesul în cercetarea argilelor stă în utilizarea unei tehnici de preparare şi separare a fracţiunii argiloase, care să faciliteze obţinerea unei suspensii coloidale pure. Este foarte simplu de a se face recomandări în acest sens, deşi există în lume, păreri pro şi contra privind utilizarea tratamentelor chimice de separare a fracţiunii argiloase şi nu există încă o standardizare acceptată de Asociaţia Internaţională pentru Studiul Argilelor (A.I.P.E.A.). Încercarea lui Thorez (Universitatea din Liège) la Congresul Internaţional asupra argilelor de la Strasbourg (1989) de a impune o standardizare a metodelor s-a soldat cu un eşec, autorul fiind catalogat drept "terorist al argilelor".

Înainte de toate fiecare cercetător trebuie să cunoască faptul că orice tratament chimic utilizat în prepararea şi concentrarea fracţiunii argiloase poate provoca distrugerea ireversibilă a mineralelor argiloase şi schimbări în compoziţia lor chimică (Towe, 1974).

Scopul tratamentelor chimice este în primul rând să ofere cercetătorului acurateţea spectrului de difracţie a razelor X, al cărui aspect calitativ depinde de tehnica aplicată în metodologia de separare a fracţiunii cu minerale argiloase. Asfel, sunt cazuri când materialul investigat conţine oxizi de Fe care cimentează particulele şi inhibă dispersia lor sau conţine materie organică care produce o creştere a fondului spectrului de radiaţie X şi, de asemenea, inhibă dispersia particulelor din sistemul coloidal, sau poate conţine carbonaţi care influenţează procesele de floculare a materialului.

Cunoscând experienţa şi tradiţia unor laboratoare din Italia, Slovacia, Polonia, Belgia şi Franţa, fracţiunea cu minerale argiloase din materialul provenit din flişul intern al Carpaţilor Orientali a fost separată cu ajutorul metodei Jackson (1975). Această metodă, probată cu succes în special pe materiale provenite din medii de sedimentare şi soluri, are drept scop eliminarea prin procedee chimice a materialului neargilos (carbonaţi, oxizi de Fe, materie organică, sulfaţi, săruri). Eliminarea carbonaţilor se realizează cu ajutorul unei soluţii tampon alcătuită din acetat de sodiu şi acid acetic. Proba se fierbe timp de 30 minute la o temperatură de 80 - 90°C, operaţie repetată de 2 - 3 ori; eliminarea oxizilor de fier se face cu o soluţie tampon alcătuită din citrat de sodiu şi carbonat de sodiu. Proba se fierbe timp de 5 minute la temperaturi de 80 - 90°C. În momentul atingerii temperaturii de 80°C se adaugă în soluţie 10 g de dithionit de sodiu; eliminarea materiei organice poate fi făcută cu hipoclorit de sodiu. Proba se fierbe timp de 5 minute la 80 - 90°C. Mulţi cercetători utilizează perhidrolul în această operaţiune, dar acest agent

puternic oxidant poate produce oxidarea fierului bivalent din pachetele octaedrice ale mineralelor argiloase; sulfaţii şi sărurile se pot elimina cu uşurinţă prin fierberea suspensiei timp de 30 minute la 60°C.

După fiecare tratament chimic, în mod obligatoriu, proba se va centrifuga şi spăla.O metodă foarte bună de verificare a prezenţei diferiţilor electroliţi în materialul tratat chimic este utilizarea unei soluţii de $0,1N\,AgNO_3$, care provoacă precipitarea de AgCl, chiar în condiţiile existenţei unor cantităţi de clor foarte mici. Atunci când electroliţii din soluţie nu pot fi îndepărtaţi total, pentru purificarea suspensiei cu minerale argiloase se recomandă utilizarea metodelor de dializă.

Separarea particulelor cu diametre sub 2 microni se face prin metoda sedimentării gravitaţionale sau prin centrifugare. Centrifugarea este cea mai bună şi mai rapidă metodă de separare a mineralelor argiloase. În cazul ei, sedimentarea particulelor minerale se face în funcţie de viteza şi rata de centrifugare. Timpul şi viteza de centrifugare în cazul mineralelor argiloase pot fi calculate printr-o formulă derivată din ecuaţia lui Stokes.

$$T = \frac{\nu \lg(R_2/R_1)}{3{,}81 \cdot r^2 N^2 (\rho - \rho_0)} + \frac{2(t_a + t_d)}{3}$$

în care: T este timpul total (s); t_a este timpul de accelerare a centrifugii (s); t_d este timpul de reducere a acceleraţiei (s); ν este vâscozitatea lichidului (Ps s); R_1 este distanţa iniţială de la particulă la axa de rotaţie; R_2 este distanţa finală de la particulă la axa de rotaţie; r este raza particulei; N este viteza unghiulară (rot/s); ρ este densitatea particulei (g/cm³ ~2,65); ρ_0 este densitatea mediului în care se află particula (0,99 g/cm³).

Fracţia sub 2μm cu minerale argiloase obţinută este pregătită în continuare pentru investigaţia prin difracţia cu raze X. Pregătirea preparatelor cu minerale argiloase orientate sau neorientate se realizează în funcţie de scopul urmărit de cercetător. Pentru obţinerea unor reflexii de tipul (001) se folosesc preparatele orientate. Acestea pot fi realizate pe lamele de sticlă, pe filtre tip MILIPORE sau pe suporturi plate din materiale poroase. Cel mai frecvent sunt utilizate lamelele de sticlă, unde preparatul se orientează prin metoda sedimentării (10 mg/1 cm²) sau prin metoda pastei. Preparatele sunt investigate în atmosferă naturală (în condiţii de umiditate cunoscute) şi în atmosferă de etilenglicol (60°C, 8 ore). Intervalul de înregistrare a probei este între 3- 50°C, 2 θ. Timpul de înregistrare 1° (2 θ) = 1 min. Tipul de anticatod frecvent utilizat în studiul mineralelor argiloase este cel de cupru şi uneori cobalt.

2.3.3. Definirea şi interpretarea materialului illitic

Termenul de illit a fost introdus de Grim *et al.*, (1937) ca o denumire generală pentru mineralele argiloase din grupa micelor. El este sinonim cu "hidromica", un nume comun utilizat în limba rusă. Srodon, Eberl (1984) definesc illitul ca pe o fază neexpandabilă, dioctaedrică, asemănătoare micelor potasice şi care este prezentă în fracţia argiloasă având un diametru mai mic de 4 μm. Această definiţie

deosebește illitul de speciile similare ca de exemplu: structuri mixte illit/smectit (care expandează), illite trioctaedrice, glauconit și celadonit (care au un conținut ridicat de fier), bramalit și amoniu illit (care conțin sodiu și respectiv amoniu) și de muscovite.

Acceptând această definiție, illitele pot fi definite operațional cu ajutorul tehnicilor de difracție de raze X, și anume: illitele sunt acele minerale care dau linia de difracție $d(001) = 10$ Å, demonstrând că este un mineral micaceu și sugerând că ionul interstratal este potasiul. Linia $d(060) = 1{,}50$ Å demonstrează caracterul dioctaedric al mineralului. De asemenea, intensitatea liniei $d(002)$ este mult mai mare decât o pătrime din intensitatea liniei $d(001)$, ceea ce sugerează caracterul aluminos al mineralului, deoarece pachetele octaedrice bogate în Fe au ca rezultat o scădere accentuată a intensității liniei $d(002)$. În fine, prezența unor componente expandabile poate fi dedusă și analitic pe baza relației de mai jos în care *AD* reprezintă analiza în atmosfera naturală (air dried) iar *EG* în atmosfera de etilenglicol:

$$I_r = \frac{I(001)/I(003)AD}{I(001)/I(003)EG}$$

Dacă rezultatul acestui raport este egal cu unitatea, rezultă că mineralul nu este expandabil, valoarea mai mare indicând prezența în structura mineralului a unor componente expandabile.

Srodon, Eberl (1984) definesc încă două noțiuni: pachet illitic și respectiv material illitic. *Pachetul illitic* este caracterizat prin valoarea $d(001) = 10$ Å, are componente dioctaedrice neexpandabile, nu este o structură mixtă interstratificată. Acest pachet este centrat pe plane de ioni de K, conține K sub formă de cation interstratal neschimbabil după tratamentul cu 0,1 *N* NaCl. *Materialul illitic* este un termen "petrologic" care se referă la componente de minerale argiloase de diferite dimensiuni cu $d(001) = 10$ Å. Totuși el se consideră a fi sinonim cu definiția dată de Grim *et al.* (1937) pentru illit. Materialul illitic poate prezenta expandabilitate. De obicei acest termen este utilizat în momentul în care nu se poate efectua o determinare detaliată prin difracție de raze X.

Analiza prin difracție de raze X a materialului illitic poate evidenția în preparatele orientate investigate trei aspecte: prezența unui illit pur, prezența unei structuri mixte interstratificate cu un conținut ridicat în illit (cazul structurilor mixte ordonate) și prezența unei mixturi alcătuite din tipurile precedente. Hower, Mowatt (1966) arată că "illitele reprezintă un membru mineralogic final din reacția mineralogică smectit - structuri interstratificate illit/smectit - illit și rămâne distinct față de micele cristalizate până în momentul începerii proceselor metamorfice". Toate aceste trei categorii au fost descrise ca illite, iar evoluția lor în procesele de diageneză a fost urmărită prin indicele de cristalinitate (Weaver, 1960; Kubler, 1964).

Cea mai nouă interpretare a materialului illitic este făcută prin teoria difracției interparticule (Nadeau *et al.*, 1984), el fiind considerat o mixtură de cristale de illit de grosimi diferite. Această teorie se bazează pe cercetările de microscopie electronică prin transmisie și de difracție de raze X efectuate pe illite cu habitus filamentar. Rezultatele finale ale acestor cercetări au evidentiat o serie

de diferențe care apar între grosimile particulelor de illit măsurate prin difracție de raze X (pe baza ecuației lui Scherrer) și acelea obținute în urma măsurătorilor realizate prin microscopie electronică. În cel de-al doilea caz se obțin valori ale grosimii mult mai mici față de valoarea de 90 Å măsurată din XDR. Aceste rezultate au fost dezvoltate în conceptul de difracție interparticulă, demonstrându-se că grosimea particulei fundamentale în cazul smectitelor este de 10 Å, ceea ce corespunde unui pachet elementar de tipul 2:1. Pentru o interstratificare ordonată de illit/smectit (eventual *k* - rectorit), grosimea particulei fundamentale este de 20 Å. Această grosime este similară și în cazul unui illit elementar format din două pachete de tipul 2:1 coordonate printr-un singur plan de ioni de potasiu. În cazul unei interstratificări ordonate, de data aceasta însă de illit/clorit (eventual corrensit), particula fundamentală are o grosime de 24 Å, corespunzând cu două pachete de silicați coordonate printr-un pachet brucitic. O reprezentare schematică a particulei fundamentale de illit este arătată în figura 27. Se observă că particula fundamentală de illit este alcătuită dintr-un complex cu o grosime ce variază între 20 - 50 Å, iar illitul convențional este compus în principal din particule cu grosimi mai mari de 50 Å.

2.3.4. Identificarea materialului illitic

Materialul illitic, împreună cu caolinitul, cloritul și structurile mixte interstratificate illit/smectit, reprezintă unul dintre cele patru componente majore ale rocilor sedimentare. În general, materialul illitic este relativ stabil la suprafața pământului, iar o proporție mare din illitul prezent în roci este considerată a fi reciclată din formațiunile sedimentare mai vechi.

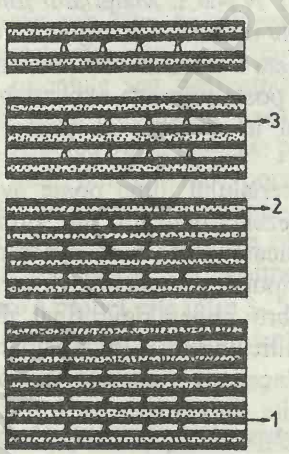


Fig. 27. Reprezentarea schematică a particulei fundamentale de illit: *1* – pachet tetraedric; *2* – pachet octaedric; *3* – spațiul interstratal.

Una din preocupările majore a cercetătorilor a constituit-o identificarea și caracterizarea structurilor mixte interstratificate prin difracția de raze X. Astfel, este cunoscut studiul lui Reynolds, Hower (1970), în care s-au calculat spectrele teoretice de difracție a razelor X pentru structuri mixte interstratificate illit/smectit,

ţinându-se cont de efectele distribuţiei dimensionale a particulelor, compoziţiei chimice, factorului de polarizare Lorentz, proporţiei pachetelor de illit sau smectit şi tipului de interstratificare. Majoritatea cercetătorilor au interpretat structurile mixte interstratificate ca structuri minerale formate progresiv în timpul reacţiei de transformare a smectitului în illit, iar gradul de ordonare şi proporţia de illit din structura mixtă au fost considerate ca rezultat al creşterii temperaturii. Gradul de ordonare a structurilor mixte interstratificate este exprimat prin termenul *Reichweit*, sugerat de Jagodzinki (1949). Termenul *Reichweit* (*R*) este utilizat pentru a exprima probabilitatea existentă într-un sistem de două componente *A* şi *B* (pachete de tipul *A* şi *B*) prin schema de probabilitate $p_A + p_B = 1$. Ţinând cont de aceste aspecte, structurile mixte interstratificate illit/smectit au fost împărţite în: neregulate ($R = 0$) şi ordonate ($R = 1$, *IS*; $R = 2$, *ISI*; $R = 3$, *ISII*). Structurile mixte interstratificate neregulate conţin un procent mai mare de 40% smectit, iar cele ordonate sub 40%.

Identificarea materialului illitic se bazează pe valorile reflexiilor bazale din analiza spectrelor de difracţie a razelor X pentru preparatele orientate înregistrate în atmosfera naturală şi etilenglicol. Metodele de diferenţiere a materialului illitic au fost dezvoltate de Srodon (1984). Illitul poate fi distins dintr-o mixtură pe baza peak - ului de la 10 Å care este foarte ascuţit, iar intensitatea lui nu este afectată prin glicolare. Expandabilitatea materialului illitic poate fi urmărită după tratamentul în etilenglicol prin următorii parametri: reflexul 001 devine asimetric, iar în partea cu unghiuri mici a reflexului se pune în evidenţă un "umăr". O astfel de particularitate este prezentă şi la reflexul 004; raportul intensităţii I_R este mai mare decât 1; parametrul "BB" măsurat are o valoare mai mare de 4°, 2θ (cazul unei expandabilităţi mai mari de 15% smectit, tipul *IS*, $R = 1$) sau mai mică de 4°, 2θ (expandabilităţi mai mari de 15% smectit, tipul *ISII*, $R = 3$). Parametrul "*BB*" se referă la măsurarea lungimilor reflexelor (001) - BB_1 şi (004) - BB_2, luându-se în consideraţie şi o posibilă prezentare a unor reflexe adiacente cu structuri mixte interstratificate illit/smectit.

Pentru determinarea raportului smectit/illit din materialul illitic investigat s-au luat în discuţie poziţiile unghiulare ale planelor de reflexie (002) şi (003). Aceste valori au fost proiectate în diagrama pentru determinarea conţinutului de smectit din structura mixtă interstratificată ordonată illit/smectit (fig. 28). Această diagramă serveşte la măsurarea cu precizie a raportului smectit : illit dintr-o structură mixtă ordonată illit/smectit ($R = 1$; $R = 3$) dintr-un mediu de diageneză. Distincţia între tipurile de interstratificaţie prezente în probele investigate s-a făcut şi prin măsurarea parametrilor BB_1 şi BB_2.

Un aspect inedit observat în spectrele de difracţie a razelor X, a fost identificarea în probele analizate a illitului discret (detritic). Valoarea $d(001)$ a acestuia nu este suprapusă perfect la 10 Å, ci variază între 9,93 şi 10,03 Å . Peak - ul este foarte puternic. Deseori în rocile sedimentare şi în soluri sunt prezente structurile mixte illit/smectit şi illitul discret. Aceste două entităţi nu pot fi separate mecanic, dar pot fi diferenţiate cu uşurinţă din spectrele de difracţie ale razelor X datorită experienţei vizuale pe care o posedă cercetătorul. Diferenţele dintre ele pot fi sesizate după poziţia planelor de reflexie (002) şi (004), respectiv între 15 - 17° şi 33 - 35°, 2θ.

În vederea verificării expandabilității materialului illitic analizat, s-au utilizat parametri I_R (raportul intensităților), BB_1 și BB_2. Parametrul I_R este cel mai sensibil în aprecierea cantităților mici de material expandabil în constituția illitului. Utilizarea parametrului I_R depinde de proporția de illit și/sau illit/smectit din mixtura analizată. Acest parametru poate fi utilizat numai dacă nu există smectit sau structura mixtă neregulată illit/smectit ($R = 0$) în mixtura analizată.

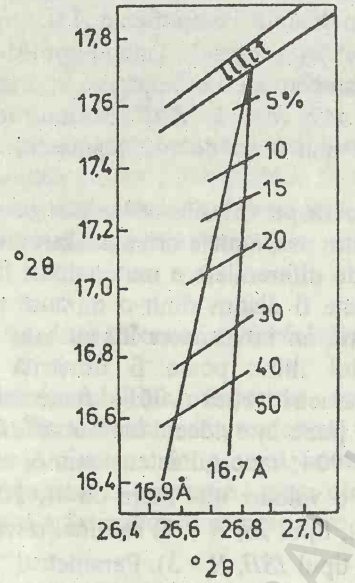


Fig.28.Diagrama pentru măsurarea expandabilității în cazul structurilor mixte interstratificate.

Indicele de cristalinitate, cunoscut sub numele de *indicele lui Kubler* și utilizat în determinarea evoluției gradului de diageneză și tranziție spre metamorfism, este dependent de indicele I_R. Ambii indici depind de cantitatea și calitatea componentelor cu structuri mixte interstratificate (Srodon, 1979; Weaver, Broekstra, 1984).

Indicele de cristalinitate a illitului este prin definiție egal cu jumătate din lățimea peak - ului $d(001)$ măsurat la jumătatea înălțimii lui. Prin folosirea cuarțului, Weber (1972) a dat un standard intern mai puțin dependent de condițiile de înregistrare (care a fost folosit și în cazul probelor investigate de noi prin XRD), exprimat prin relația:

$$H_{hrel} = \frac{H_h \text{ illit (mm)}}{H_h \text{ cuarț (mm)}} \ 100$$

Indicele de cristalinitate al illitului (Kubler) este strict empiric, dat fiind faptul că apar o serie de dificultăți în aplicarea lui, dificultăți legate de tehnicile de preparare (Kisch, 1983; Kisch, Frey, 1987) și de gradul relativ de metamorfism incipient al rocilor din diferite regiuni (Kisch, 1987). În acord cu Klug, Alexander

(1974), spectrul de difracție a razelor X pentru un material cristalin este condiționat de patru factori: efectul difractometrului, dispersia radiației incidente, distribuția mărimii cristalelor din preparatul analizat și natura și magnitudinea distorsiunilor structurale din cristale. Ținând cont de acestea, măsurarea *indicelui Kubler* în diverse laboratoare produce o serie de inconveniențe. Dacă primii doi factori pot fi eliminați printr-o standardizare și o intercalibrare a difractometrului, ceilalți doi nu pot fi controlați. Factorii cristalo - chimici (mărimea cristalelor și gonflarea - expansiunea în lungul axei *c*) ai illitului pot cauza diferențieri în aprecierea indicelui de cristalinitate a illitelor.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

3. PÂNZA DE CEAHLĂU

Așa cum s-a menționat de la început, dintre unitățile Dacidelor Externe vom aborda numai Pânza de Ceahlău (Dumitrescu *et al.* , 1962). Este, după cum se știe, o pânză polifacială, cu o extindere considerabilă și o structură în digitații (Săndulescu, 1984). Ea este echivalentă cu ceea ce s-a mai descris sub numele de Pânza vest - internă (Băncilă, 1958) sau Pânza internă superioară (Filipescu, 1955). În sectorul cercetat și în special în zona dintre Bistrița și Trotuș, formațiunile sale se repartizează cunoscutelor digitații de Ciuc și Durău (Săndulescu, 1990); în timp ce în digitația de Ciuc coloana stratigrafică include formațiunile de Sinaia și Bistra (Tithonic - Apțian), în cea de Durău ea urcă din Barremian și până în Albian, respectiv de la Formațiunea de Piscu cu Brazi și până la Conglomeratele de Ceahlău.

3.1. Digitația de Ciuc

3.1.1. Formațiunea de Sinaia

Este cea mai caracteristică formațiune a Pânzei de Ceahlău dezvoltându-se pe arii largi în digitația de Ciuc, dar lipsind în digitația de Durău. A fost descrisă inițial din Valea Prahovei de către Popovici Hatzeg (1898) și definită de către Teissyere (1907).

Subdiviziunile sale stabilite mai întâi în sectorul sudic al Carpaților Orientali au fost ulterior regăsite și în regiunile mai nordice, respectiv Valea Trotușului și Valea Bistriței (Băncilă, 1941, 1958; Patrulius *et al.*, 1962, 1969; Murgeanu *et al.*, 1963; Patrulius, 1969; Săndulescu, 1964; Săndulescu, Săndulescu, 1965; Conțescu, 1968; Alexandrescu, 1968, 1969; Săndulescu, 1990).

Cu o grosime de până la 2500 m formațiunea revine, după cei mai mulți autori, Neocomianului cu posibilitatea trecerii sale spre bază în Tithonic, iar spre partea superioară în Barremian (fig. 29).

Referințele cu caracter exclusiv petrografic asupra acestei formațiuni sunt destul de puține și aparțin lui Vinogradov (1964, 1967), Vinogradov, Dragastan (1965), Patrulius (1969) și Dinu (1985). După cum se știe ea a fost divizată într-un orizont inferior șistos satinat, unul mediu grezo - calcaros și un altul superior șistos - grezos cu brecii, cunoscute și sub numele de "Strate" de Sinaia inferioare, medii și superioare (Patrulius, 1969; Murgeanu *et al.*, 1963).

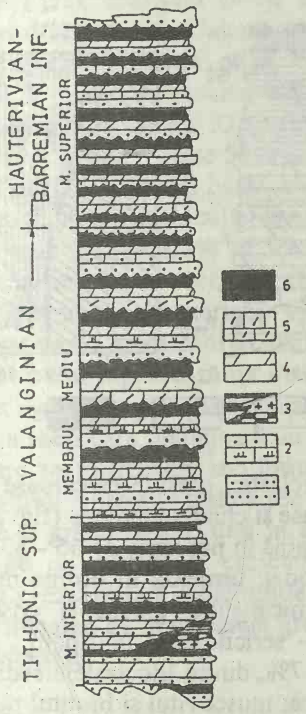


Fig. 29. Coloana litostratigrafică sintetică a Formațiunii de Sinaia din Pânza de Ceahlău: *1* – litarenite, sublitarenite, subarcoze; *2* – sparite grezoase și cuarțsiltitice; *3* – complexul ofiolitic de Azuga; *4* – marne silto - nisipoase; *5* – micrite, sparite și biosparite argiloase; *6* – argile silto - nisipoase.

3.1.1.1. Membrul inferior

În partea centrală a Carpaților Orientali, membrul inferior se dezvoltă cu trăsăturile sale specifice atât în bazinul superior al Trotușului cât și spre sud între Frumoasa și Șumuleu. Probele supuse analizelor în vederea încadrării termenilor litologici provin din bazinul Frumoasa, unde specificul satinat al acestui membru se pune clar în evidență (fig. 30 - 33). Deși membrul inferior satinat este considerat o formațiune de prefliș se evidențiază totuși rare hieroglife, și după cum vom vedea, chiar secvențe de stratificație gradată; ca un fapt excepțional, Patrulius (1969) consemnează prezența unei șistozități axiale (clivaj).

Evaluările de teren din această zonă au arătat că 60% din membrul inferior îl constituie fondul lutitic reprezentat de argile silto - calcaroase și marne silto - nisipoase satinate, urmate procentual de calcare argiloase (23%), calcare grezoase, cuarțsiltice și gresii calcaroase (17%; fig. 34). După criteriul mineralogic, gresiile din membrul inferior sunt arenite litofeldspatice și feldspatolitice, sublitarenite și chiar arcoze; dacă luăm în considerație raportul carbonați/silice, atunci ele sunt gresii calcaroase și chiar calcare cuarțsiltitice.

Arenite feldspatolitice, sublitarenite, subarcoze. După cum am văzut, 17% din membrul inferior revin, după observațiile de teren, rocilor arenitice; analizele de laborator au dovedit că este vorba, într-adevăr, de gresii calcaroase, dar că multe dintre ele sunt calcare grezoase și chiar cuarțsiltitice.

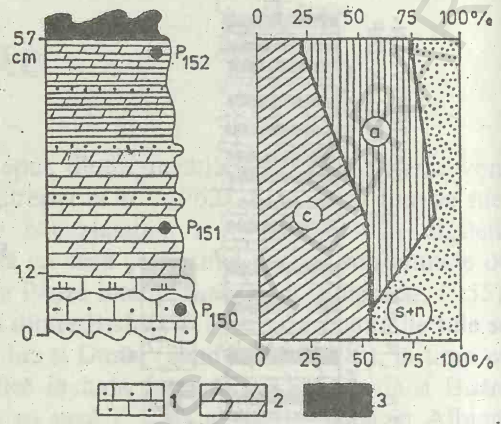


Fig.30. Detaliu de ritm turbiditic din membrul inferior al Formațiunii de Sinaia - bazinul Frumoasa: *1* – sparite grezoase; *2* – marne silto - nisipoase; *3* – argile silto - nisipoase; *c* – carbonați; *a* – argilă; *s* + *n* – silt și nisip.

În detaliu, după spectrul materialului epiclastic, gresiile calcaroase sunt de fapt arenite feldspatolitice, sublitarenite calcaroase și chiar subarcoze (fig. 35); este cazul probelor 159 și 161 în care cuarțul predomină în procente de 66 - 83%, fiind cel mai frecvent monogranular și puternic corodat; urmează în ordine materialul litic cu valori de 7 - 17% constituit din micașisturi, gnaise și cristalin de metamorfism scăzut, respectiv șisturi cuarțito - sericitoase ; feldspații , cel mai adesea potasici, ating valori cuprinse între 4 - 17%; dintre litoclastele sedimentare se pun în evidență cherturile și calcarele micritice; muscovitul și biotitul pot atinge uneori până la 10%; cimentul este calcitic, larg cristalizat și corodează adânc atât cuarțul cât și feldspații.

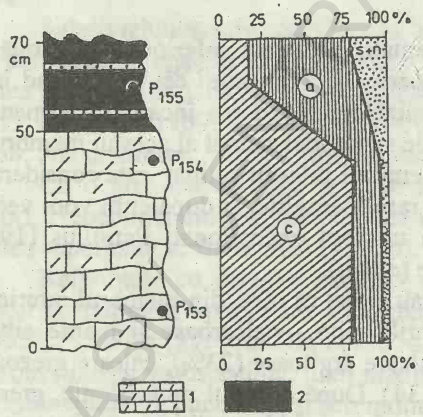


Fig. 31. Ritm turbiditic probat din membrul inferior al Formațiunii de Sinaia - bazinul Frumoasa; *1* – micrite argiloase; *2* – argile silto - nisipoase; *c* – carbonați; *a* –argilă; *s* + *n* – silt și nisip.

Sparite grezoase. Multe din intercalațiile cu aspect grezos din argilele satinate ale membrului inferior se dovedesc a fi de fapt calcare. Este cazul probelor 150 și 156, care se plasează în baza unor ritmuri ternare (fig. 32). Roca corespunde unui calcar grezos în care carbonații (tabelul 8) ajung până la 56%, iar materialul arenitic este constituit din 73% cuarț, frecvent cu dimensiuni între 0,20 - 0,30 mm, urmat de calcare micritice și cherturi (9%), micașisturi, gnaise și șisturi cuarțito -

cloritoase (3%), feldspaţi (9%); muscovitul şi biotitul ajung până la 6% din materialul detritic total. Calcita sparitică prevalează, după cum am văzut, asupra fracţiunii epiclastice, astfel că ea se prezintă ca un adevărat ciment bazal. Judecate numai după evaluarea procentuală a materialului detritic astfel de roci cad, după cum se observă în figura 35 (proba 156), în câmpul arenitelor litofeldspatice; în realitate, procentul de peste 50% carbonaţi demonstrează că masa calcitică reprezintă mai mult decât un ciment bazal, conferind astfel rocii caracterul de calcar grezos ; faptul este ilustrat şi de locul probei 156 în diagrama din figura 36.

Sparite cuarţsiltitice. În frecvente cazuri, sparitele grezoase continuă spre partea superioară cu roci, de asemenea, calcaroase dar mai fine, cu aspect curbicortical în care materialul epiclastic are după cum vom vedea dimensiuni siltice; este vorba de calcare cuarţsiltitice (proba 157), în care calcita sparitică cu rol de ciment bazal înglobează un material detritic cu dimensiuni în jur de 0,03 mm, constituit din cuarţ, feldspaţi potasici, sericit şi şisturi cuarţito - sericitoase; aureola maronie a rocii care înconjoară un nucleu cenuşiu - albăstrui este dată de alterarea piritei care apare frecvent sub formă de agregate sferulitice; scăderea dimensională a materialului epiclastic faţă de secvenţa grezoasă din bază (proba 156) arată că este vorba de o granoclasare, deşi în ansamblul său membrul inferior se consideră o formaţiune de prefliş; la caracterul granoclasat al acestor depozite trebuie să adăugăm prezenţa rară a hieroglifelor şi natura convolută a calcarelor cuarţsiltitice care fac trecerea de la calcarele grezoase la secvenţa argilo - siltică sau la marnele silto - nisipoase.

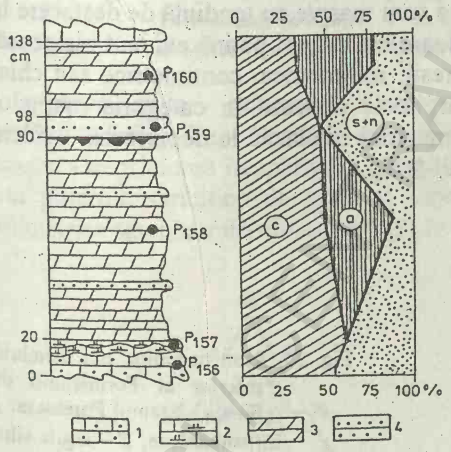


Fig. 32. Ritm turbiditic din membrul inferior al Formaţiunii de Sinaia - bazinul Frumoasa: *1* – sparite grezoase; *2* – sparite cuarţsiltitice; *3* – marne silto - nisipoase; *4* – sublitarenite.

Micrite argiloase. Cu grosimi cuprinse între 5 - 90 cm, calcarele participă în coloana membrului inferior cu până la 23% (fig. 34).

Este vorba despre calcare fine, negre şi cu diaclaze calcitice de la dimensiuni milimetrice şi până la peste 1 cm. Sub microscop, roca apare cu aspect izotrop, cenuşiu, micritic cu foarte rar cuarţ şi sericit de dimensiuni siltice. În calcarele cu aspect "pseudooolitic" (= peletale), Patrulius (1969) citează feldspaţi de neoformaţiune (albit). În reziduul insolubil se mai observă pe lângă cuarţ şi sericit, care predomină, rari feldspaţi şi minerale grele, printre care turmalină, zircon, rutil

și epidot. Valorile procentuale ale carbonaților și argilei (probele 153 și 154) încadrează calcarele din membrul inferior în categoria micritelor argiloase (tabelul 8, fig. 36).

Tabelul 8. **Spectrul compoziţional al termenilor petrografici din membrul inferior al Formaţiunii de Sinaia - bazinul Oltului (pârâul Frumoasa)**

Probe	Carbonaţi (%)	Reziduu insolubil (%)		Materie organică
		argilă	silt + nisip	
150	52,57	-	47,43	-
151	49,66	38,39	11,55	0,40
152	29,97	48,53	20,22	1,28
153	77,30	18,31	4,20	0,19
154	78,38	17,63	3,18	0,81
155	17,89	59,09	22,00	1,02
156	56,47	-	43,53	-
157	60,80	-	39,20	-
158	49,94	37,20	11,95	0,91
159	49,31	-	50,69	-
160	35,66	39,08	24,28	0,98
161	40,36	-	59,64	-
162	20,32	53,61	25,63	0,44
163	19,96	54,95	24,49	0,60

Marne silto - nisipoase. Din fondul lutitic de 60% al membrului inferior o bună parte revine rocilor marnoase. Acestea sunt masive cu tendinţă de desfacere în plachete numai pe capetele de strat; au culoare maronie și patină evident nisipoasă; sunt străbătute de intercalaţii subţiri de gresii, milimetrice, centimetrice sau chiar mai groase. Conţinutul în carbonaţi și argilă le plasează în categoria marnelor (probele 151, 152, 158, 160); adaosul de material epiclastic le deplasează evident în câmpul marnelor silto - nisipoase (tabelul 8, fig. 36).

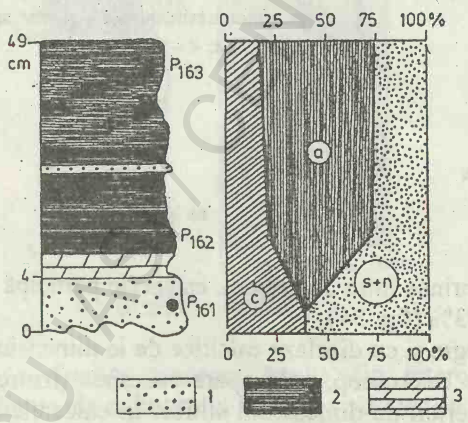


Fig. 33. Ritm turbiditic din membrul inferior al Formaţiunii de Sinaia - bazinul Frumoasa: *1* – subarcoze; *2* – argile silto - nisipoase; *3* – marne silto - nisipoase.

În procente de 11 - 24% materialul epiclastic adăugat argilei și carbonaţilor este silto - nisipos și constituit mineralogic preponderent din cuarţ angular, urmat de sericit, feldspaţi potasici și plagioclazi, rare cherturi și minerale grele dintre care

apar mai frecvent turmalina, zirconul, epidotu şi rutilul; în consecinţă ele sunt nişte marne cuarţo - sericitice.

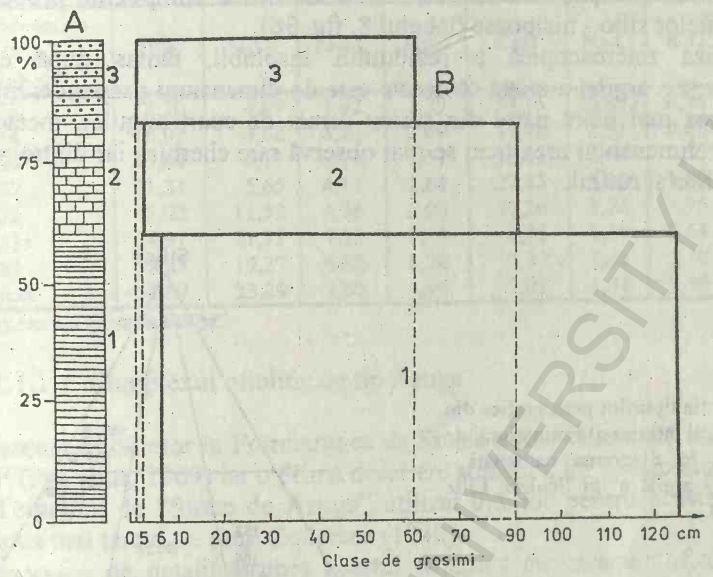


Fig. 34. Repartiţia termenilor petrografici în cadrul membrului inferior al Formaţiunii de Sinaia: *A* –în coloană; *B* – valori extreme ale grosimii stratelor; *1* – argile; *2* – calcare argiloase; *3* – gresii.

Argile silto - calcaroase. Corespund secvenţelor lutitice descrise în acest membru inferior drept "şisturi" satinate; prezintă o laminaţie pronunţată, culoare cenuşiu - negricioasă în spărtură proaspătă, în timp ce pe suprafeţele de stratificaţie sunt puternic sericitice de unde şi aspectul satinat; admit intercalaţii grezoase, milimetrice sau chiar centimetrice care în mod obişnuit se efilează.

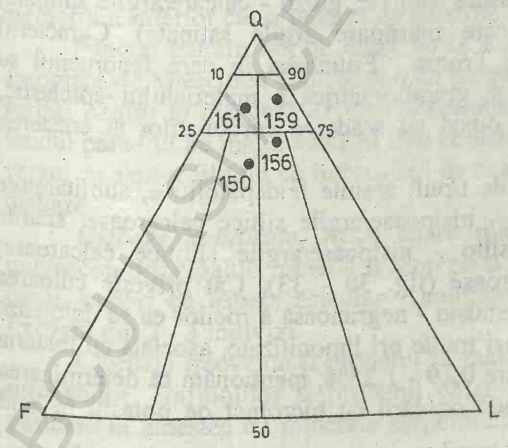


Fig. 35. Proiecţia gresiilor din membrul inferior al Formaţiunii de Sinaia în diagrama *QFL* a lui Folk (1968).

BCU IAŞI CENTRUL UNIVERSITY LIBRARY

Fracțiunea argiloasă dintr-un asemenea tip petrografic (probele 155, 162, 163) nu depășește 60%, restul revenind carbonaților (17 - 20%) și materialului epiclastic silto - nisipos (22 - 25%); cu o asemenea compoziție probele cad în câmpul argilelor silto - nisipoase (tabelul 8, fig. 36).

Analiza microscopică a reziduului insolubil, rămas după eliminarea carbonaților și a argilei a arătat că acesta este de dimensiuni preponderent siltice și format în cea mai mare parte din sericit urmat de cuarț angular, metacuarțite și feldspați de dimensiuni arenitice; se mai observă rare cherturi, iar dintre mineralele grele turmalina și rutilul.

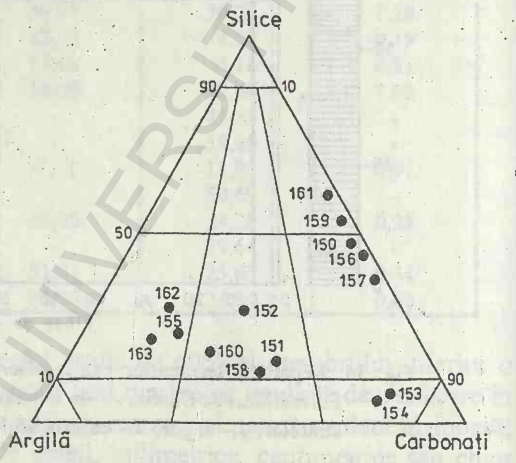


Fig. 36. Proiecția tipurilor petrografice din membrul inferior al Formațiunii de Sinaia în diagrama carbonați - silice - argilă a lui Scolari, Lille (1973).

În ceea ce privește asocierea termenilor litologici în cadrul membrului inferior, am văzut deja că depozitele respective sunt considerate în ansamblul lor, drept de tip prefliș. După cum am mai menționat însă, ele nu sunt lipsite de trăsături turbiditice. Așa spre exemplu, Patrulius (1969) relevă caracterul lor ritmic (Valea Prahovei), dar și raritatea figurilor de curent și a bioglifelor; autorul descrie atât ritmuri binare (gresii fine sau siltite/argile satinate; grezo - calcare/argile satinate) cât și ternare (grezo - calcare/"calcare marnoase"/argile satinate). Caracterul granoclasat apare evident și în zona Trotuș - Frumoasa în care fenomenul se evidențiază prin scăderea cantitativă și granulometrică a materialului epiclastic, respectiv a cuarțului și litoclastelor, odată cu scăderea carbonaților și creșterea procentuală a argilei.

Aici, succesiunile ritmice sunt de tipul: arenite feldspatolitice, sublitarenite sau subarcoze calcaroase/marne silto - nisipoase/argile siltice calcaroase; sparite grezoase/sparite cuarțsiltitice/marne silto - nisipoase/argile siltitice calcaroase; micrite argiloase/argile siltitice calcaroase (fig. 30 - 33). Cât privește culoarea cenușie, cenușiu - maronie sau chiar cenușiu - negricioasă a rocilor ea se datorează prezenței frecvente a piritei, de cele mai multe ori limonitizate, asociată cu materia organică, care ajunge la conținuturi între 0,19 - 1,28%; menționăm că determinarea materiei organice s-a făcut prin metoda oxidării cu bicromat de potasiu în acid sulfuric (după Obrejanu *et al.* 1964).

Tabelul 9. **Compoziția chimică a unor tipuri petrografice din membrul inferior al Formațiunii de Sinaia. Zona Frumoasa - Ciuc**

Componenți→ (%) Probe↓	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	PC*
153	18,30	4,89	1,92	1,75	39,15	0,88	0,76	32,15
154	16,91	4,62	3,22	2,09	37,48	2,31	0,63	32,69
156	35,69	6,11	3,16	1,51	28,63	1,64	0,50	22,16
157	31,31	5,65	4,11	1,64	29,43	1,89	1,00	24,69
158	35,02	11,52	4,96	2,08	22,26	1,76	1,75	20,23
158a	54,91	21,91	7,23	1,83	2,92	1,69	2,64	6,60
163	58,83	19,27	6,82	1,74	3,27	1,45	2,30	5,95
163a	54,69	23,29	7,60	1,96	2,97	1,44	2,39	4,00

**Calcinarea s-a făcut la 900° C*

3.1.1.1.1. Complexul ofiolitic de tip Azuga

Prezența ofiolitelor în Formațiunea de Sinaia a fost semnalată inițial de către Reinhardt (Patrulius, 1969) iar o primă descriere sumară a lor o datorăm lui Voitești (1935). Termenul de "Strate de Azuga" utilizat ulterior pentru aceste depozite a fost introdus mai târziu de către Codarcea (1940).

Observații de detaliu asupra acestui complex cu caracter ofiolitic au fost făcute de către Murgeanu, Patrulius (1959), Patrulius (1969) și Vinogradov (1964). După Patrulius, faciesul de Azuga din Valea Prahovei cuprinde: șisturi satinate ușor metamorfice și argilite roșii și verzi, jaspuri verzui și roșii cu radiolari, cuarțolite cenușii - verzui, roci cloritoase tufogene asociate cu spilite sau bazalte (diabaze) lipsite de spilitizări; grosimea intercalațiilor de șisturi satinate și silicolite variază de la câteva zeci de centimetri la 20 m; diabazele spilitizate constituie corpuri lenticulare concordante având de la câțiva metri la 100 m lungime; considerații mineralogice și chimice asupra diabazelor spilitizate a făcut Vinogradov, atât asupra celor de la Azuga, cât și de pe flancul estic al anticlinoriumului Zamura (Cucula Mușiței); după toate observațiile, complexul ofiolitic apare atât în cadrul membrului inferior cât și în baza membrului mediu al Formațiunii de Sinaia.

Punctul extrem nordic unde apare faciesul ofiolitic de tip Azuga se află în apropiere de Miercurea Ciuc și anume pe pârâul Păulenilor (fig. 37) și unde a fost sesizat pentru prima oară de către Patrulius *et al.* (1962). Aflorimentul se află la fundul pârâului pe malul stâng și este constituit din șisturi satinate roșii și cenușiu - verzui cu aspect filitoid cu intercalații de cuarțolite verzui dure, casante și lentile de diabaze.

Diabaze spilitizate. Roca apare mai mult sau mai puțin alterată. Sub microscop principalul mineral îl reprezintă albitul care apare sub formă de prisme lungi, uneori cu aspect acicular - columnar; prezintă macle constituite cel mai frecvent din 2 - 3 indivizi.

Cloritele frecvente și probabil în mai multe varietăți, s-au format pe seama piroxenilor, amfibolilor și probabil chiar și a olivinelor; ele formează o masă pâsloasă în amestec cu minerale serpentinice de aceeași culoare verzuie (probabil crisotil și antigorit); se dispun apoi pe fisuri sau constituie umplutura unor vacuole.

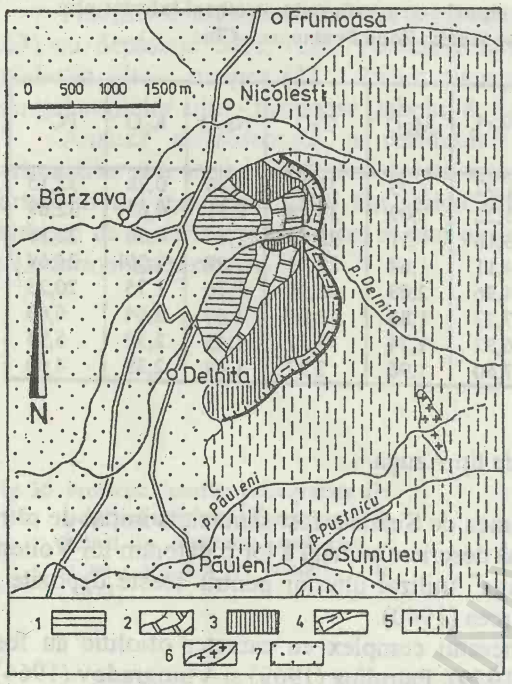


Fig. 37. Localizarea aflorimentului de ofiolite din membrul inferior al Formațiunii de Sinaia de la Păuleni - Ciuc (după Săndulescu *et al.*, 1971): *Pânza bucovinică*: *1* – cristalin; *2* – dolomite; *3* – Formațiunea siltitelor silicolitice; *4* – Formațiunea cu *Aptychus*; *Pânza de Ceahlău*: *5* – Formațiunea de Sinaia - membrul inferior; *6* – Complexul ofiolitic de tip Azuga; *7* – Cuaternar nediferențiat.

Epidotul se întâlnește relativ frecvent și se recunoaște relativ ușor după relieful său ridicat și culorile vii de birefringență roz - verzui cu dispoziție neomogenă.

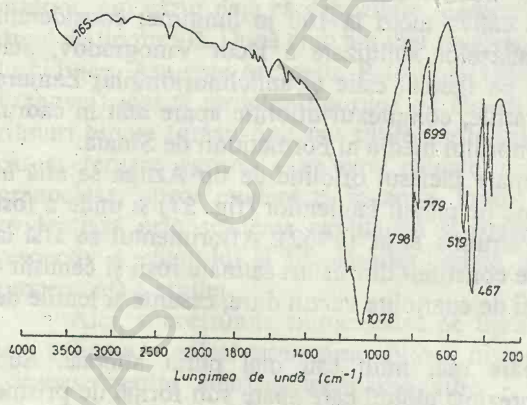


Fig. 38. Spectrul în infraroșu (*IR*) a probei de jaspuri din complexul ofiolitic de tip Azuga de la Păuleni - Ciuc.

Calcitul, mineral secundar este larg cristalizat și se dispune cel mai adesea după fisuri.

Cuarțul, reprezintă ca și calcitul mineral secundar. Analiza chimică a unei probe de diabaze (proba 167) nu indică deosebiri esențiale comparativ cu rocile similare de la Azuga, cu excepția valorilor ceva mai scăzute pentru alcalii și mai ridicate pentru silice și CaO (tabelul 10). Același spectru mineralogic este ilustrat și

de analiza difractometrică (tabelul 12).

Tabelul 10. **Compoziția chimică a unor roci din complexul ofiolitic de Azuga din Pânza de Ceahlău (Azuga și Păuleni)**

Componenți→ % Probe↓	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
164	79,79	-	4,82	7,52	-	1,01	1,67	1,01	0,68	-
165	92,95	-	2,18	1,79	-	0,31	1,30	0,48	0,49	-
166	79,83	-	6,74	5,19	-	1,24	1,51	0,88	1,94	-
167	50,05	0,84	15,44	1,35	5,35	6,32	15,73	2,52	0,30	0,02
Azuga* (n=2)	42,75	1,89	15,08	7,65	5,52	9,24	3,99	3,42	0,43	0,09

* *După Vinogradov (1964)*

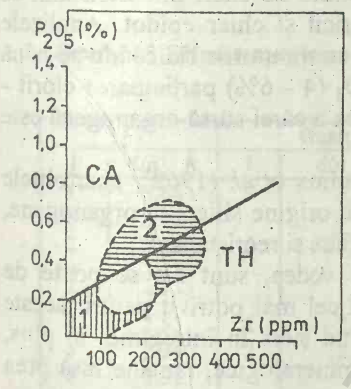


Fig. 39. Proiecția bazaltelor din Flișul Negru și Pânzele Transilvane în diagrama P_2O_5/Zr (după Russo - Săndulescu *et al.*, 1973): *1* – Pânzele transilvane; *2* – Flișul Negru - Maramureș; *CA* – calcoalcalin; *TH* – Tholeitic.

Tabelul 11. **Conținutul în elemente urmă a diabazelor spilitizate de la Păuleni - Ciuc (ppm)**

Elemente→ Probe↓	Cu	Zn	Co	Ti	Sr	Ni	Cr	Zr	Be	V	Ba	Hf
167a	130	58	33	3827	95	83	504	39	0,56	146	189	0
167b	99	52	40	4705	81	119	518	63	0,80	189	369	0

Șisturi satinate roșii și verzi. Constituie fondul terigen cu care se asociază diabazele spilitizate și jaspurile de origine organogenă. Aspectul lor filitoid este dat de prezența cloritului și sericitului.

În cele roșii (proba164), pe fondul hematitic se observă cuarț microcristalin ca zone disperse sau dispus pe fisuri, când este mai larg cristalizat; este destul de frecvent cuarțul detritic de dimensiuni siltice. Aspectul hematitic este provenit, se pare, din oxidarea Fe din clorite, întrucât se mai observă plaje de culoare verzui - gălbuie în care cloritul apare nealterat; la acestea se adaugă sericitul și secțiuni prin radiolari.

STUDIA CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

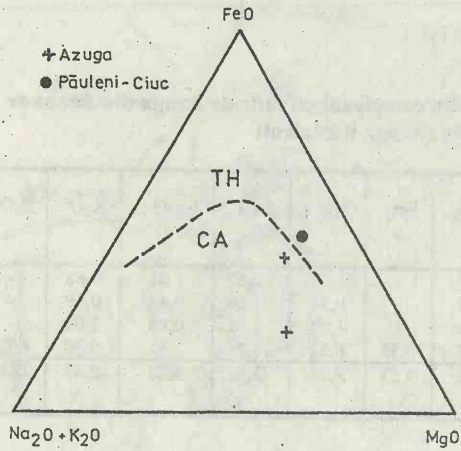


Fig. 40. Proiecția bazaltelor din complexul ofiolitic de Azuga în diagrama $FeO/MgO/Na_2O + K_2O$ a lui Irvine, Baragar (1971).

În șisturile satinate verzui (proba 166), pe fondul de cuarț microcristalin se observă clorit fin granular, frecvente paiete de sericit și chiar epidot. Analizele chimice indică o îmbogățire în silice a acestor roci, conținuturile ridicându-se până la 79% în ambele varietăți; după conținutul în Al_2O_3 (4 - 6%) participarea clorit - sericitului este destul de scăzută comparativ cu silicea a cărei sursă organogenă este trădată de prezența radiolarilor.

Jaspuri. După Vinogradov (1964) cât și Patrulius *et al.* (1962), cuarțolitele asociate ofiolitelor din Formațiunea de Sinaia ar fi la origine silicolite organogene, respectiv radiolarite care ulterior au fost intens silicifiate și recristalizate.

Argumentele în acest sens, după cum vom vedea, sunt cât se poate de evidente și din acest motiv considerăm că termenul cel mai potrivit pentru aceste roci este cel de jaspuri, caracterul radiolaritic nefiind șters în întregime; în plus, denumirea de cuarțolite, deși subliniază trăsăturile mineralogice, rămâne însă prea generală și lipsită de semnificație genetică.

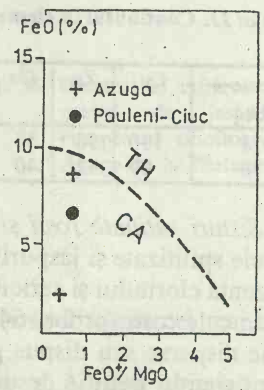


Fig. 41. Proiecția bazaltelor din complexul ofiolitic de Azuga în diagrama $FeO - FeO^*/MgO$, a lui Myashiro (1973).

Originea radiolaritică a cuarțolitelor de la Păuleni (proba 165) este trădată de aspectul microscopic al rocii în lumină naturală, în care pe fondul ușor gălbui se observă o aglomerare de forme alburii circulare, subcirculare sau ovoidale,

BCU IAȘI CENTRU UNIVERSITY LIBRARY

neîndoielnic secțiuni prin radiolari; în lumină polarizată se observă doar o mică parte din aceștia, după calcedonie sau cuarț mai larg cristalizat care contrastează net cu fondul cuarțos microcristalin. Diaclaze umplute de cuarț străbat roca în toate sensurile; pe lângă diaclazele rectilinii se observă și fine fisuri sinuoase umplute cu același cuarț microcristalin sau mai larg cristalizat. Pirita apare în cuiburi sau este dispusă pe diaclaze în asociere cu cuarțul; cel mai adesea este limonitizată.

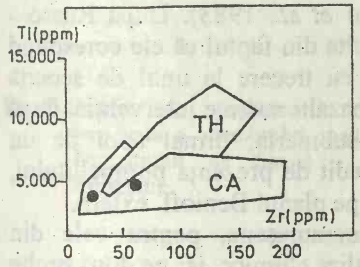


Fig.42.Proiecția a două probe de bazalte din complexul ofiolitic de tip Azuga de la Păuleni - Ciuc în diagrama Ti/Zr a lui Pearce, Cann (1973).

Tabelul 12. **Difractometria unei probe de diabaz din complexul ofiolitic de Azuga de la Păuleni - Ciuc**

167		Cuarț		Clorit		Epidot		Albit	
I	d/n A	I	d/n A	I	d/n A	I	d/n A	I	d/n A
1	3,64	5	3,68						
2	3,52							5	3,55
2	3,31	10	3,34						
10	3,17							10	3,21
0,5	2.57								
2	2,53	2	2,51	6	2,54	8	2,52		
3	2,34	2	2,34			8	2,40		
3	2,31					4	2,30	4	2,31
3	2,25	4	2,23	2	2,25				
2	2,21					4	2,16		
0,5	2,08			1	2,06				
0,5	2,01	4	2,00					4	2,01
2	1,94								
1	1,86			3	1,87				
1	1,84	1	1,84			1	1,85	3	1,85
0,5	1,77							4	1,78
2	1,73					1	1,72	3	1,75
1	1,53	2	1,52	8	1,54				
1	1,46	4	1,45	1	1,46	1	1,45		
1	1,42	2	1,42	3	1,41	1	1,42		
2	1,34					2	1,35		
2	1,32	1	1,32			3	1,32		

Analiza chimică a unei singure probe (165; tabelul 10) indică conținutul ridicat în silice (92%) și deosebit de scăzut în Al_2O_3 (2%), evidențiind adaosul nesemnificativ în aport terigen. Spectrul de absorbție în *IR* a probei 165 (fig. 38) este aproape identic cu spectrul etalon al cuarțului.

În ceea ce privește originea bazaltelor din Formațiunea de Sinaia, se înțelege

că ea trebuie privită în legătură directă cu a celor din Flișul Negru maramureșan, aflate se pare în același context geotectonic (Săndulescu, 1984). După cum se știe inițial au fost considerate de fund oceanic (Bleahu, 1974; Cioflică *et al.*, 1980; Savu, 1980), cele din flișul negru, însă și pe criterii geochimice dar pe un număr redus de probe (Gandrabura, 1982).

Ulterior studiul bazaltelor din Flișul Negru, efectuat pe un număr mai mare de eșantioane, a dovedit însă trăsăturile lor ambigue între caracterul calcoalcalin și tholeitic propriu - zis (fig. 39; Russo - Săndulescu *et al.*, 1983). După Russo - Săndulescu *et al.* (1983), trasăturile ambigue ar rezulta din faptul că ele corespund magmatismului specific rifting - ului continental, cu trecere la unul de scoarță subțiată. Prezența cloritului și a epidotului în aceste bazalte susține intervenția, după aceiași autori, a unui metamorfism hidrotermal submarin, urmat apoi de un metamorfism de tip *hP/bT*, cel din urmă fiind dovedit de prezența pumpellitului, cât și a unei anume șistozități, realizată, fără îndoială pe planul Benioff extern.

Comparativ cu bazaltele din ofiolitele maramureșene, pentru cele din Formațiunea de Sinaia nu dispunem decât de trei analize chimice, iar pe două probe s-au determinat și unele elemente urmă. Din acest motiv se înțelege că nu ne putem permite prea multe comentarii. Putem spune doar că poziția acestor probe în câteva diagrame pare să confirme concluziile stabilite în cazul bazaltelor maramureșene. Este de observat apoi că aspectul filitoid al șisturilor satinate roșii și verzi care cantonează corpurile bazaltice este o realitate, indicând cu siguranță intervenția unui metamorfism; faptul este indicat prin prezența cloritului, a sericitului și mai ales a epidotului; de asemenea este evidentă îmbogățirea lor în silice de natură organogenă. Distribuția foarte limitată a complexului de tip Azuga și volumul redus al corpurilor bazaltice asociate, par să fie rezultatul conservării lor prin obducție pe marginea plăcii Eurasiatice (Rădulescu *et al.*, 1993).

3.1.1.2. Membrul median

Cu grosimi între 600 - 1000 m, membrul median prezintă, în mod obișnuit, cea mai mare extindere areală și cuprinde termeni petrografici cu trăsături stratonomice destul de distinctive față de ceilalți doi termeni, inferior și superior.

Observații petrografice de oarecare detaliu asupra acestei formațiuni au făcut Patrulius (1969) pentru zona de la sud și Dinu (1985) pentru sectorul central, trotușean; spre nord, pentru zona dintre Bistrița și Moldova sunt de consemnat observațiile microfaciale mai vechi ale lui Cernea (1952). După descrierile făcute de Patrulius (1969) în deschiderile caracteristice din zona de stratotip, membrul median include 40% gresii calcaroase, 30% "calcare marnoase" și 30% "șisturi" marnoase și argilo - marnoase. În zona Trotușului, Dinu (1985) constată următorul spectru: 40% "calcare marnoase", 30% gresii calcaroase, 20% marne și "argile marnoase", 4 - 5% siltite și 5% brecii și microbrecii.

Toți autorii consemnează caracterul de fliș calcaro - marnos al acestei subformațiuni, ritmicitatea ei evidentă, culoarea cenușiu - negricioasă a rocilor, precum și cutarea strânsă, indicând frecvența unor procese tectono - sedimentare. În toate cazurile observațiile de ordin petrografic au avut ca suport mai mult studiul microfacial, evaluările pe baza analizelor chimice sau granulometrice lipsind sau fiind cu totul nesemnificative. Din acest motiv am reluat problema, efectuând o

probare a membrului median, deschis continuu în profilul Văii Bicazului, între sub - bucovinicul de la Gura Dămucului și gura pârâului Țepeșeni din aval de cariera cu același nume.

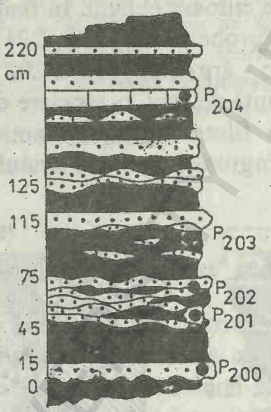


Fig.43. Detaliu de probare în partea terminală a membrului median al Formațiunii de Sinaia - Valea Bicazului.

Analizele de detaliu ne-au arătat că acest membru include categorii petrografice cu mult mai nuanțate decât s-a considerat până în prezent, distingându-se următoarele tipuri: sublitarenite și litarenite calcaroase, sparite grezoase, sparite cuarțsiltitice și cuarțsiltite sparitice, micrite și micrite argiloase, marne și marne silto - nisipoase și, în fine, argile silto - nisipoase cu caracter calcaros.

Sublitarenite și litarenite calcaroase. Arenitele din membrul median al Formațiunii de Sinaia au fost considerate drept gresii calcaroase, calcarenite, calcarenite litice sau subcalcarenite (Dinu, 1985).

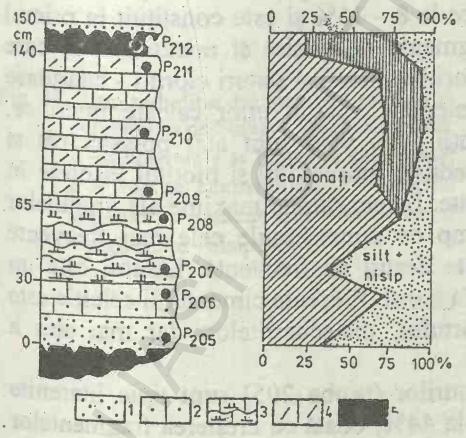


Fig. 44. Ritm turbiditic probat din membrul median al formațiunii de Sinaia - Valea Bicazului : *1* – sublitatrenite și litarenite calcaroase; *2* – sparite grezoase; *3* – cuarțsiltite spari-calcitice; *4* – micrite argiloase; *5* – argile silto - nisipoase.

Frecvența lor în coloană este destul de ridicată dar grosimile reduse fac ca procentual ele să nu depășească 20%, împreună, se înțelege, cu tipurile de tranziție spre calcarele grezoase sau calcarele cuarțsiltitice. Se prezintă în strate de 1 - 5 sau 10 - 25 cm, dar pot depăși 50 - 60 cm sau chiar 1 m. Sunt cenușiu - negricioase,

puternic diaclazate, cu hieroglife pe talpă și evident granoclasate. În partea bazală au desprindere plană, sunt cenușii - albăstrui în spărtură proaspătă și ușor maronii - gălbui pe suprafețele alterate; prin spălarea calcitei de pe diaclaze rămân cu o rețea de fisuri obișnuit milimetrice până la centimetrice și acoperite cu o peliculă argiloasă de culoare neagră. În majoritate, constituie partea bazală a unor ritmuri turbiditice (probele 200, 205, 221), dar intervin și ca secvențe grezoase subțiri în masa marno - argilelor (proba 202); în ultimul caz formează strate de 2 - 6 cm, dar care reprezintă de fapt, o asociere de lamine grezoase milimetrice sau până la 1 cm, separate de filme argiloase; laminele nu sunt uniforme ca grosime ci prezintă reduceri și îngroșări care dau stratului un aspect convolut.

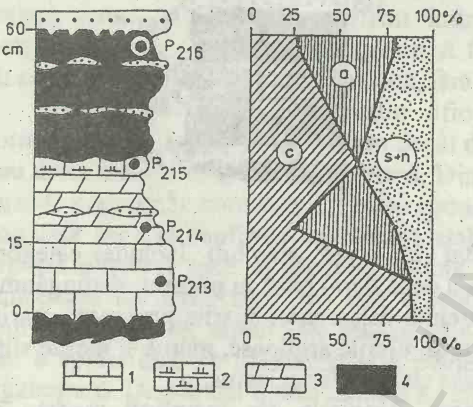


Fig. 45. Ritm turbiditic probat din membrul median al Formațiunii de Sinaia - Valea Bicazului: *1* – micrite; *2* – sparite cuarțsiltitice; *3* – marne silto - nisipoase; *4* – argile silto - nisipoase.

Parte din aceste gresii (probele 200, 202, 221) cad în câmpul sublitarenitelor, cuarțul mono- și policristalin în procente de 76 - 86%, prevalând asupra celorlalte elemente detritice; materialul litic se reduce la 8 - 15% și este constituit în primul rând din mezometamorfite, respectiv fragmente de gnaise și micașisturi în care muscovitul apare contorsionat; urmează clorito - șisturi și șisturi clorito - cuarțoase sau sericito - cuarțoase; litoclastele sedimentare aparțin unor calcare micritice, argilite și mai rar unor cherturi; feldspații (4 - 9%) sunt atât potasici cât și plagioclazi, ultimii cu o frecvență foarte redusă; muscovitul și biotitul însoțesc în mod obișnuit elementele detritice menționate. Dimensiunile maxime ale granulelor se ridică până la 0,30 - 0,70 mm, în timp ce dimensiunile cele mai frecvente oscilează între 0,07 - 0,25 mm. Pirita este destul de frecventă. Liantul este un ciment calcitic larg cristalizat de pori până la bazal. Prezența cimentului calcitic este răspunzătoare de corodarea adâncă a cuarțului, metacuarțitelor, dar mai ales a feldspaților.

Parte din secvențele bazale ale ritmurilor (proba 205) sunt tipic litarenite datorită scăderii conținutului în cuarț până la 44%, odată cu creșterea fragmentelor de roci (49%) din care cele metamorfice sunt predominante (39%). În toate tipurile predomină cuarțul policristalin subliniind preponderența în ariile sursă a substratului cristalofilian. Caracterul calcaros al acestor arenite este subliniat de procentele destul de ridicate în carbonați.

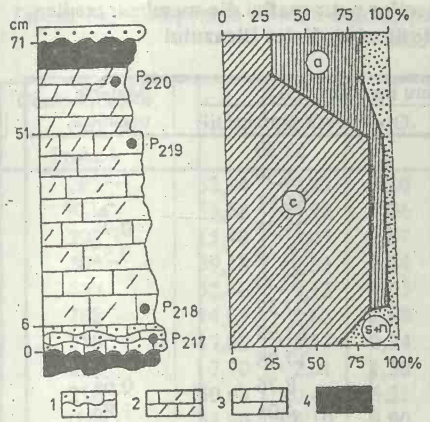


Fig. 46. Ritm turbiditic în membrul median al Formațiunii de Sinaia - Valea Bicazului: *1* – sparite grezoase; *2* – micrite argiloase; *3* – marne silto - nisipoase; *4* – argile silto - nisipoase.

Sparite grezoase. Acest tip petrografic constituie fie partea bazală, fie secvența de tranziție în cadrul ritmurilor turbiditice, așa cum este cazul probelor 206 și 217 (fig. 44, 46). Rocile respective prezintă un fond de calcită sparitică care înglobează material epiclastic de dimensiuni arenitice, obișnuit între 0,10 și 0,2mm; 28 - 56% din elementele figurate sunt constituite din cuarț și metacuarțite; urmează litoclastele calcaroase de tip micritic în procente de 22 - 52%, feldspații potasici cu 3 - 16%, fragmentele de gnaise și șisturi cuarțo - sericitoase (3 - 13%), sericit - muscovitul și biotitul (2 - 3%), ultimul adesea cloritizat și chiar limonitizat. Este de consemnat fenomenul avansat de corodare și substituție calcitică atât a cuarțului și metacuarțitelor cât mai ales a feldspaților.

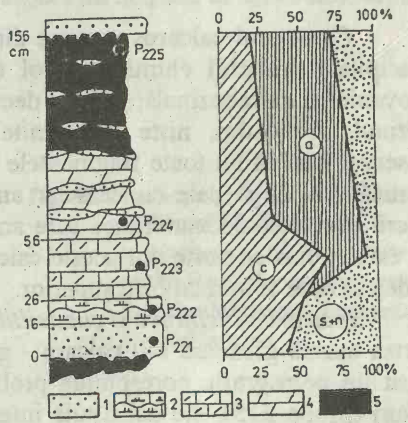


Fig. 47. Ritm turbiditic din membrul median al Formațiunii de Sinaia - Valea Bicazului: *1* –sublitarenite și litarenite calcaroase; *2* – sparite cuarțsiltitice; *3* – micrite argiloase; *4* – marne silto - nisipoase; *5* – argile silto - nisipoase.

După conținutul în carbonați (64 -72%) și reziduu insolubil, ultimul raportat în totalitate silicei, asemenea roci cad în câmpul calcarelor grezoase (tabelul 13; fig. 49).

BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 13. **Spectrul compoziţional al termenilor petrografici din membrul median al Formaţiunii de Sinaia - Valea Bicazului**

Probe	Carbonaţi (%)	Reziduu insolubil (%)		Materie organică
		argilă	silt + nisip	
200	46,70	-	53,30	-
201	23,89	63,29	11,59	1,23
202	43,19	-	56,81	-
203	20,40	55,40	23,25	0,95
204	83,24	9,25	6,49	0,57
205	29,70	-	70,30	-
206	72,63	-	27,37	-
207	36,02	-	63,98	-
208	82,02	-	17,98	-
209	71,41	19,18	8,76	0,65
210	74,62	19,51	4,01	1,86
211	68,15	25,59	5,68	0,58
212	21,53	58,57	19,14	0,76
213	90,86	7,66	1,33	0,15
214	27,77	50,42	21,25	0,56
215	57,64	-	42,36	-
216	26,25	52,71	19,96	1,08
217	64,07	-	35,93	-
218	84,50	10,91	4,45	0,14
219	85,37	10,16	4,22	0,25
220	30,37	55,46	13,08	1,09
221	42,72	-	57,28	-
222	52,42	-	47,58	-
223	70,40	22,03	7,33	0,34
224	39,69	52,96	9,51	0,38
225	22,80	53,94	22,26	1,00

Caracterul calcaros provine din însumarea carbonaţilor din calcita sparitică precipitată probabil chimic, cu rol de ciment bazal şi litoclastele micritice de proveniență extrabazinală; genetic deci ele sunt, aşa cum a observat Dinu (1985) în bazinul Trotuşului, nişte calcarenite şi subcalcarenite cu caracter grezos. De observat însă că nu toate fragmentele calcaroase par să fie litoclaste extrabazinale, întrucât pe lângă cele cu caracter angular, neregulat, intervin frecvente granule micritice, ovoidale sau sferice care amintesc foarte bine peloidele; cu alte cuvinte nu este exclus ca parte din aceste calcare să aibă un caracter peletal, aşa cum vom vedea că apar şi în membrul superior.

Sparite cuarţsiltitice şi cuarţsiltite sparicalcitice. Aceste roci fac tranziţia între partea bazală grezoasă sau calcaro - grezoasă şi cea lutitică a calcarelor argiloase; acest tip petrografic corespunde probelor 207, 208 şi 222 (fig. 44, 47). În alte cazuri (proba 215), ele constituie intercalaţii cu aspect de gresii fine, negricioase, puternic muscovitice şi diaclazate în masa de marne sau argile cu care se încheie ritmurile turbiditice; sunt inconstante pe direcţie, prezentând îngroşări sau reduceri până la efilarea totală. Aceste două tipuri petrografice se plasează în suita normală a procesului de decantare a curenţilor turbiditici, gresiile calcaroase sau calcarele grezoase fiind urmate mai întâi de cuarţsiltitele calcaroase şi calcarele sparitice cuarţsiltitice.

Tabelul 14. **Compoziția chimică a principalelor tipuri petrografice din membrul median al Formațiunii de Sinaia - Valea Bicazului**

Componenți→ (%) Probe↓	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	PC
203	52,84	19,23	5,30	3,00	6,68	1,47	2,58	8,37
203a	53,68	24,92	7,06	2,49	2,47	1,17	2,26	5,34
204	15,40	3,07	2,87	1,40	41,02	1,92	0,41	33,76
205	59,18	10,53	5,14	2,87	9,32	1,77	1,12	9,77
207	52,46	9,12	4,05	3,46	14,42	1,67	1,09	13,68
208	14,01	2,63	1,68	0,83	43,45	2,44	0,40	34,62
210	17,02	5,17	2,34	1,59	39,17	2,09	1,11	31,24
213	7,70	2,01	1,38	0,88	47,51	1,90	0,29	38,18
216	50,67	20,47	6,31	3,10	6,23	1,76	2,67	8,29
216a	54,30	26,19	8,80	3,03	3,02	1,46	2,53	5,65
223	22,03	5,53	3,25	1,52	36,19	1,94	1,18	28,45

Sub microscop, cuarțsiltitele calcaroase (proba 207) se prezintă ca o masă calcitică larg cristalizată cu rol de ciment bazal, înglobând un material epiclastic cu dimensiuni frecvente de 0,06 mm constituit în procent de 70 - 75% din cuarț și rare metacuarțite, 18% fragmente litice, mai ales calcare și feldspați cu precădere potasici (11%); este de consemnat gradul avansat de corodare a cuarțului și feldspaților motiv pentru care prezintă contururi franjurate; raportul carbonați/silice plasează astfel de roci în categoria cuarțsiltitelor calcaroase (proba 207; tabelul 13; fig. 49).

Cuarțsiltitele calcaroase sunt urmate de calcare cuarțsiltitice (proba 208); în această din urmă categorie se încadrează și rocile care urmează calcarelor grezoase (proba 222) sau care constituie intercalații cu aspect fin arenitic în secvențele argilo - marnoase (proba 215).

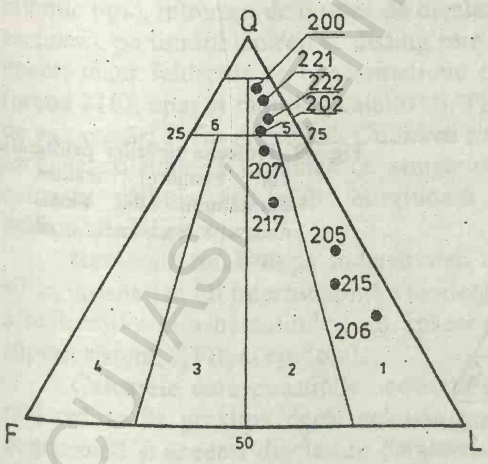


Fig. 48. Proiecția gresiilor din membrul median al Formațiunii de Sinaia în diagrama *QFL*: *1* –arenite și wacke litice; *2* – litofeldspatice; *3*–feldspatolitice; *4* – feldspatice; *5* – sublitarenite.

Deși din aceeași clasă petrografică ele se disting ca aspect microscopic. În primul rând rocile care urmează cuarțsiltitelor calcaroase (proba 208) au conținuturi

în carbonați mult mai ridicate (82%) și prezintă o masă calcitică microsparitică și sparitică în care cuarțul cu dimensiuni frecvente de 0,02 mm nu depășește 10%, la care se adaugă paiete de sericit și feldspați de neoformațiune cu habitus idiomorf; este vorba deci de un calcisiltit cu caracter slab cuarțos.

În cazul celorlalte două categorii (probele 215, 222), conținutul în carbonați este mult mai scăzut (52 -57%), crescând materialul epiclastic în cadrul căruia cuarțul ajunge la procente de 35 - 75%, urmat de materialul litic de 15 - 53% format aproape exclusiv din micrite și rare șisturi clorito - sau sericito - cuarțoase; este de subliniat abundența sericit - muscovitului și biotitului; nu lipsesc nici feldspații, în special cei potasici. Elementele figurate ajung la dimensiuni maxime de 0,10 mm, dar frecvența cea mai mare o au cele de 0,02 - 0,04 mm. Pirita este destul de abundentă și se dezvoltă sub formă de cuiburi în agregate sferulitice sau dispusă după anumite aliniamente subliniate și de aceeași dispoziție a sericitului. Ca și în cazurile precedente, parte din elementele micritice ar putea fi de fapt pelete; faptul este trădat de forma ovoidală sau sferică a lor cât și de uniformitatea structural - mineralogică. Din asemenea roci nu lipsesc nici bioclastele aparținând în special unor foraminifere bentonice. De subliniat că toate categoriile de tranziție de la arenite la lutite se caracterizează prin aspectul macroscopic de gresii fine și prin curbicorticalitatea mai mult sau mai puțin accentuată. Să reținem apoi că atât în cazul calcarelor grezoase cât și a cuarțsiltitelor calcaroase sau a calcarelor cuarțsiltitice studiul exclusiv microscopic, respectiv mineralogic, fără o estimare precisă a raportului carbonați/material epiclastic (reziduu), duce la încadrarea acestor roci în categoria sublitarenitelor (proba 222) și arenitelor litice și lito - feldspatice (probele 206, 217, 207, 215; fig. 48) ceea ce nu în toate cazurile corespunde cu realitatea; din acest motiv considerăm că în diagnosticul unor astfel de roci trebuie plecat mai întâi de la diagrama Scollari - Lille, adică de la criteriul chimic (fig. 49), urmând apoi studiul naturii mineralogice a materialului epiclastic.

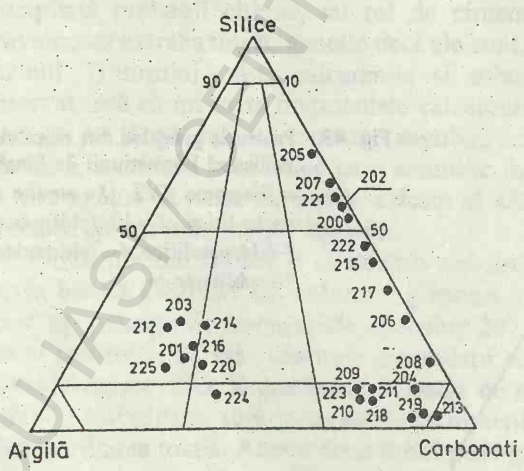


Fig. 49. Proiecția tipurilor petrografice din membrul median al Formațiunii de Sinaia în diagrama carbonați - silice - argilă.

Micritele și micritele argiloase. Sunt roci care în general, se plasează în suita turbiditelor la nivelul de tranziție între sparitele grezoase sau sparitele cuarțsiltitice și marne (fig. 46, 47); în alte situații ele formează baza unor ritmuri, caz în care

partea lor inferioară prezintă texturi de curent (fig. 45).

În primul caz (probele 209, 210, 211, 218, 219, 223), aspectul de teren seamănă cu al unor marne, fiind masive, cenușii - negricioase în spărtură proaspătă și albicioase - gălbui pe suprafețele expuse; în spărtură sunt chiar negricioase, muscovitice și cu aspect satinat; deși masive, ele se desfac pe capetele de strat în lamine subțiri, milimetrice, sunt străbătute de diaclaze fine calcitice; au grosimi obișnuite între 0,30 - 1,0 m.

Conținutul în carbonați situat între 68 - 75% le plasează în categoria calcarelor, dar cu caracter argilos, fracțiunea respectivă ajungând la valori de 10 - 25% (tabelul 13); faptul este confirmat și de poziția probelor în discuție în diagrama din figura 49. Bănuim că în descrierile care se fac acestei subformațiuni din flișul de Sinaia ele corespund cu marno - calcarele sau calcarele marnoase, termeni cât se poate de confuzi și care vor trebui abandonați.

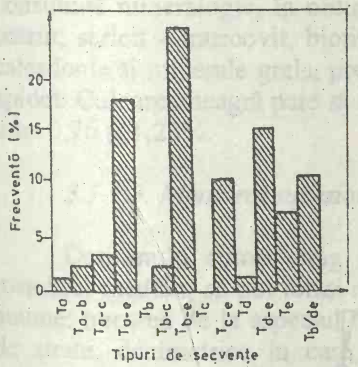


Fig. 50. Frecvența tipurilor de secvențe turbiditice din membrul median al Formațiunii de Sinaia - Valea Trotușului (după Dinu, 1985).

Sub microscop aspectul de calcită microcristalină și argilă le conferă aspectul micritic tipic, întrerupt de o rețea de diaclaze fine, milimetrice (50 - 100 diaclaze la secțiune); pe fondul izotrop se disting rare granule de cuarț siltic, paiete de sericit și uneori chiar feldspați de neoformațiune cu contur idiomorf și în parte calcitizați (proba 218); apar și radiolari calcitizați. Pirita este deosebit de frecventă sub formă de aglomerări și fin granulară. Culoarea neagră este în mod sigur consecința piritei asociate cu materie organică ce atinge valori de la 0,14 la 1,86% (tabelul 13); culoarea gălbuie sau slab feruginoasă a suprafețelor expuse este rezultatul limonitizării piritei.

Reziduul final, după îndepărtarea carbonaților și argilei este preponderent siltic, iar analiza lui microscopică a evidențiat prezența cuarțului, sericitului, mai rar a feldspaților și a hematitului; nu lipsesc nici mineralele grele printre care grupul suprarezistent, ZTR, și epidotul.

Calcarele care constituie secvența de debut a unor ritmuri formează strate mai reduse în grosime decât cele de tranziție, dar au aceeași culoare cenușie - negricioasă și aceeași diaclazare caracteristică. Microfacial, își păstrează caracterul micritic, cu rar cuarț siltic corodat, paiete de sericit și frecvente urme organice calcitizate, probabil radiolari; de menționat prezența feldspaților de neoformațiune, care aproape în totalitate sunt substituiți prin calcită. Reziduul insolubil de

dimensiuni siltice și subordonat arenitice (1 - 7%) este format din material detritic, în special cuarț, metacuarțite, sericit și feldspați de neoformațiune observați și în secțiuni subțiri. Parte din aceste calcare sunt, după conținutul în carbonați, micrite argiloase (proba 204) sau chiar micrite (proba 213); de altfel, proba din urmă este singura care cade în câmpul propriu - zis al calcarelor (fig. 49).

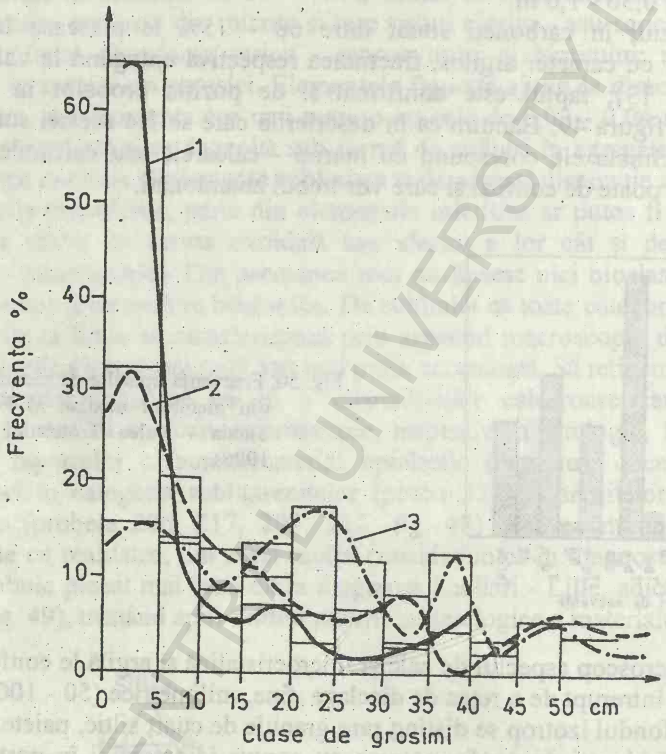


Fig. 51. Frecvența după clase de grosimi a principalelor tipuri petrografice din membrul median al Formațiunii de Sinaia - Valea Trotușului (după Dinu, 1985): *1* – gresii; *2* – marne; *3* – "marno - calcare" (= calcare argiloase).

Marne și marne silto - nisipoase. Parte din rocile cu aspect argilos sunt mai bogate în carbonați, trecând de fapt la marne (probele 214, 220, 224); ele fac, astfel, trecerea de la micritele și micritele argiloase la argilele care încheie ritmurile. Au culoarea cenușiu - negricioasă sau chiar neagră, aspect solzos, sunt diaclazate și prezintă filme grezoase de ordinul milimetrilor, cu îngroșări de 1 - 2 cm sau subțieri până la dispariție (fig. 45 - 47). Conținuturile lor în argilă înscriu valori între 50 - 55% (tabelul 13), iar carbonații se ridică de la 20 la 36%; faptul face ca probele analizate să cadă în câmpul marnelor, unele în cel al marnelor propriu - zise (proba 224), materialul detritic situându-se sub 10%, în timp ce altele, cu valori mai ridicate ale acestuia (13 -21%),se deplasează spre câmpul marnelor silicioase, respectiv silto - nisipoase (probele 220, 214; fig. 49). Analiza sub microscop a

reziduului după separarea carbonaților și a argilei a indicat prezența cuarțului, sericitului, cherturilor, feldspaților potasici și plagioclazi și cu totul rar a glauconitului; turmalina, zirconul și epidotul; dimensiunile lor sunt preponderent siltice și subordonat arenitice.

Argile silto - nisipoase. Toate ritmurile probate au ca termen final argile negricioase sau chiar negre, fin stratificate, cu suprafețe ușor satinate datorită prezenței sericit - muscovitului, observabil cu ochiul liber (probele 216, 212, 201); cele care se asociază sau se intercalează cu filmele și laminele grezoase sunt, de asemenea, negre sau galben - maronii și au aspect siltic, casant (203, 225).

Fracțiunea argiloasă este preponderentă (52 - 63%) dar adaosul de material epiclastic de natură silto - nisipoasă (11 - 23%) cât și carbonații (20 - 26%) le scot din câmpul argilelor pure, deplasându-le în cel al argilelor silicioase (tabelul 13; fig. 49), respectiv silto - nisipoase.

Fracțiunea detritică a argilelor este de dimensiuni predominant siltice, fiind constituită mineralogic, în ordine, din cuarț, litoclaste de șisturi de metamorfism scăzut, sericit - muscovit, biotit; foarte rar se observă spiculi de spongieri după calcedonie și minerale grele, precum, turmalină, rutil maclă în genunchi, zircon și epidot. Culoarea neagră pare să fie dată de materia organică care în argile oscilează între 0,76 și 1,23%.

3.1.1.3. Membrul superior

Deși mulți autori atrag atenția asupra dificultății separării sale față de membrul median, se pot totuși reține câteva caracteristici care-l individualizează și anume: trecerea de la aspectul masiv al subformațiunii subjacente la o succesiune de strate, decimetrice în care are loc o reducere considerabilă a secvențelor calcaroase; creșterea frecvenței gresiilor cenușii - negricioase, a marnelor și argilelor; abundența pe anumite zone a breciilor și microbreciilor; caracterul ritmic pronunțat.

Ca și în cazul membrului median, cel superior include o gamă mai largă de termeni petrografici decât s-a menționat până în prezent; faptul este rezultatul unor probări mai detaliate și a unor corelări a analizelor granulometrice și microfaciale cu determinările de ordin chimic. Probarea s-a făcut în bazinul Dâmboviței și anume în profilele deschise de pârâul Asău și pârâul Huisurez (fig. 52).

Trebuie să menționăm că în sectorul în cauză cu toate insistențele noastre nu au fost întâlnite breciile și microbreciile considerate drept unul din elementele cele mai caracteristice ale acestei subformațiuni. Este drept că zona nu oferă deschideri continui, ceea ce ar putea constitui deci o lacună de probare, dar nu este mai puțin adevărat, că ele ar putea lipsi, fiind vorba de anumite schimbări faciale, semnalate și de alți autori (Gräf, 1975). Cele mai multe observații acordă acestui membru grosimi de 400 - 500 m.

După observațiile noastre, termenii petrografici constitutivi ai subformațiunii sunt următorii: sublitarenite, litarenite și arenite litofeldspatice, siltite cuarțolitice, sparite grezoase și cuarțsiltitice, biopelsparite și pelsparite cu caracter grezos, marne și argile silto - nisipoase. Repartiția procentuală a diferitelor tipuri petrografice în coloană și pe clase de grosimi este redată în figura 53.

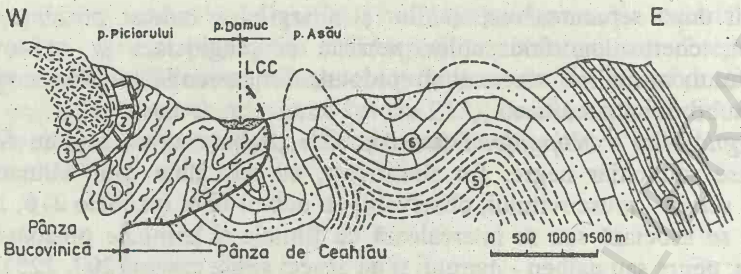


Fig. 52. Secțiune geologică în lungul pâraielor Piciorului și Asăului (bazinul Dămucului): *Pânza bucovinică*: *1* – Grupul de Bretila - Rarău + Grupul de Tulgheș; *2* – conglomerate și dolomite - Triasic; *3* – membrul inferior al Formațiunii cu *Aptychus* - Kimmeridgian - Tithonic; *4* – wildflysch - Barremian - Albian; *Pânza de Ceahlău*: *5* – membrul inferior al Formațiunii de Sinaia; *6* – membrul median; *7* – membrul superior; *LCC* – linia central - carpatică.

Sublitarenite, litarenite și arenite litofeldspatice. Gresiile membrului superior se plasează fie în baza secvențelor turbiditice fie apar ca intercalații subțiri în masa lutitelor marno - argiloase (fig. 54 - 56).

Cu grosimi frecvente între 2 - 25 cm (fig. 53) ele prezintă aproape constant un nucleu cenușiu - albăstrui în spărtură proaspătă, în timp ce suprafețele expuse formează o aureolă gălbui - maronie, evident feruginoasă; suprafețele de desprindere sunt întotdeauna muscovitice. Analiza câtorva probe de gresii din prima categorie (probele 230, 234, 239) arată o compoziție în care cuarțul mono- și policristalin, în majoritate angular, participă în procente de 71 - 79%, urmat de fragmentele litice cu participare de 13 - 25%; litoclastele metamorfice predomină asupra celor sedimentare și sunt constituite din micașisturi și șisturi de metamorfism scăzut, clorito - sericitoase; fragmentele sedimentare cele mai frecvente sunt calcarele micritice și cherturile. Din materialul litic 4 - 6% revin muscovitului și biotitului, ultimul cel mai adesea cloritizat; predomină feldspații potasici asupra celor plagioclazi, împreună nedepășind 8%; pirita este prezentă și uneori chiar frecventă. Dimensiunile fracțiunii detritice sunt specifice unor gresii fine (0,1 - 0,2mm). Cimentul este calcitic larg cristalizat, de pori și până la bazal; aspectul ultim conferă, de altfel, conținuturi ridicate de carbonați (39 - 45%), subliniind caracterul calcaros al acestor arenite. Caracterul litic și sublitic al gresiilor este indicat de locul probelor în diagrama din figura 58. Trebuie să subliniem că obișnuitele aureole gălbui sau maronii feruginoase ale suprafețelor expuse se datorează limonitizării piritei.

Gresiile intercalate în secvențele marno - argiloase ale ritmurilor (probele 233, 238) au grosini centimetrice (1 - 3 cm), sunt cenușiu - negricioase, puternic muscovitice, diaclazate și au aspect slab curbicortical. În una din probe (238) cuarțul scade cantitativ până la 53%, în timp ce materialul litic ajunge la 38%, dar din care numai muscovitului și biotitului le revin 28%; feldspații mai ales potasici ajung la 11%; metamorfitele sunt reprezentate prin fragmente de gnaise și micașisturi, iar sedimentarul din micrite și cherturi. În alte cazuri (proba 233) cuarțul crește la procente în jur de 75%, iar materialul litic scade sub 20%;

feldspaţii rămân în jur de 10%. Liantul este aceeaşi calcită sparitică cu rol de ciment bazal şi care conferă gresiilor în discuţie, prin conţinutul ridicat în carbonaţi (39 - 40%), caracterul calcaros; prin acest spectru mineralogic ele cad în câmpul arenitelor litice şi litofeldspatice (fig. 58). Culoarea negricioasă este dată în mod sigur de prezenţa piritei.

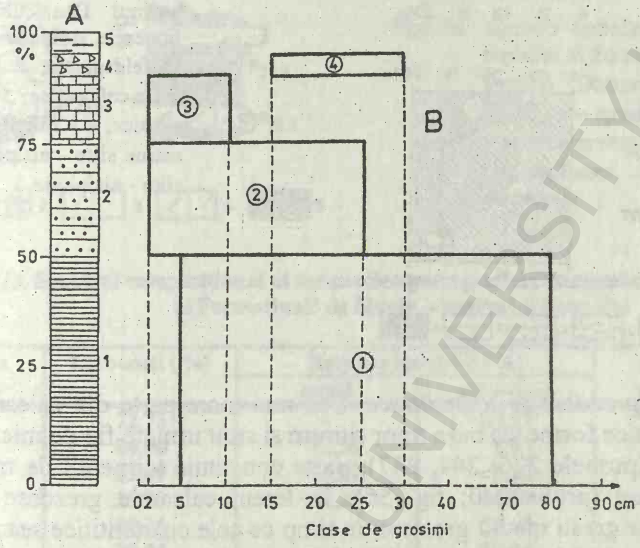


Fig. 53. Repartiţia termenilor petrografici din membrul superior al Formaţiunii de Sinaia : *A* – în coloană; *B* – valori extreme ale grosimii stratelor; *1* – argile; *2* – gresii; *3* – calcare argiloase; *4* – brecii; *5* – siltite (după datele lui Dinu,1985).

Siltite cuarţolitice, calcaroase. Acest tip petrografic nu constituie în succesiunea membrului superior strate independente ci partea superioară granoclasată a gresiilor şi calcarelor grezoase din baza ritmurilor; este cazul probelor 231 şi 245 (fig. 54, 57), care în teren au aspectul unor gresii fine, curbicorticale diaclazate, de culoare cenuşiu - negricioasă.

Sub microscop, asemenea roci prezintă o masă calcitică sparitic - microsparitică cu rol de ciment bazal care leagă un material epiclastic cu dimensiuni maxime de până la 0,09 mm dar cele mai frecvente între 0,03 - 0,05mm şi care în jur de 70 - 75% este constituit din cuarţ, urmat de feldspaţi potasici (10 - 12%), la care se adaugă fragmente litice şi anume şisturi cuarţo - sericitice, calcare micritice şi paiete de sericit; din 10 - 15% cât revin litoclastelor, 7 - 8% îl reprezintă sericitul. Caracteristica acestor siltite este corodarea adâncă a cuarţului cât şi a feldspaţilor potasici, motiv pentru care conturul granulelor este franjurat, iar uneori, substituţia calcitică este atât de avansată încât nu se mai păstrează decât mici zone relicte din faza mineralogică preexistentă; pirita este frecventă şi răspunzătoare de culoarea cenuşie - negricioasă a rocilor în discuţie; caracterul calcaros al acestor siltite este subliniat şi de câmpul ocupat de probele 231 şi 245 în diagrama din figura 59.

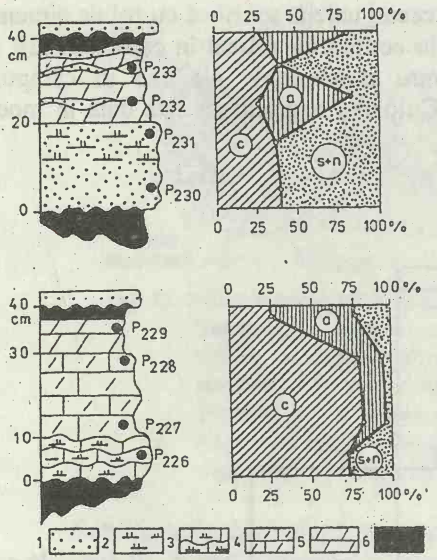


Fig. 54. Ritmuri turbiditice din membrul superior al Formațiunii de Sinaia - bazinul Dâmboviței: *1* – sublitarenite, litarenite și arenite litofeldspatice; *2* – siltite cuarțolitice calcaroase; *3* – sparite cuarțsiltitice; *4* – micrite argiloase; *5* – marne silto - nisipoase; *6* – argile silto - nisipoase.

Sparite grezoase și cuarțsiltitice. Cea mai mare parte din calcarele grezoase cât și cuarțsiltitice formează baza unor ritmuri și sunt urmate fie de micrite argiloase fie de marne (probele 226, 244, 247); parte constituie termenul de tranziție de la gresii la calcare (proba 240; fig. 56). În teren, calcarele grezoase au aspectul obișnuit al unor gresii mediu grosiere, în timp ce cele cuarțsiltitice seamănă cu niște gresii fine și prezintă întotdeauna o desprindere curbicorticală.

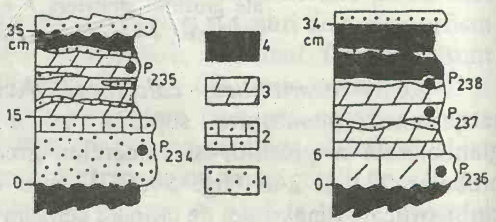


Fig. 55. Ritmuri turbiditice probate din membrul superior al Formațiunii de Sinaia - bazinul Dâmboviței: *1* – sublitarenite și arenite litice și litofeldspatice; *2* – sparite grezoase; *3* – marne silto - nisipoase; *4* – argile silto - nisipoase.

Caracterul de sparite grezoase este dat, în cazul probelor 244 și 247 de procentul de carbonați (55%); materialul epiclastic este de dimensiuni obișnuit arenitice (0,15 - 0,30 mm). Sub microscop, astfel de roci prezintă o masă calcitică larg cristalizată, înglobând o fracțiune epiclastică din care 55 - 66% revine cuarțului mono- și policristalin; feldspații potasici și subordonat plagioclazi ajung la 7 - 12% în timp ce litoclastele sedimentare participă cu valori de 7 - 17%; în cazul celor din urmă predomină fragmentele micritice, subliniind caracterul ușor calcarenitic al acestor roci; le este specifică prezența piritei și frecvența ridicată a muscovitului asociat cu biotitul (9 -25%) cu dispoziție orientată, subliniind, în acest fel, o anume laminație a rocii. În alte cazuri (probele 226, 240), procentul de carbonați se menține, de asemenea, peste 50% (55 - 72%; tabelul 15), rocile rămânând în

domeniul calcarelor, dar adaosul epiclastic se reduce la dimensiuni siltice (0,02 - 0,05 mm); în ordine, fracţiunea detritică cuprinde, cuarţ, sericit, feldspaţi potasici, rari feldspaţi cu contur idiomorf, probabil albit de neoformaţiune şi frecventă pirită fin diseminată; este de reţinutm, ca şi în alte cazuri, o corodare adâncă a cuarţului şi a feldspaţilor, uneori pe cale de calcitizare totală.

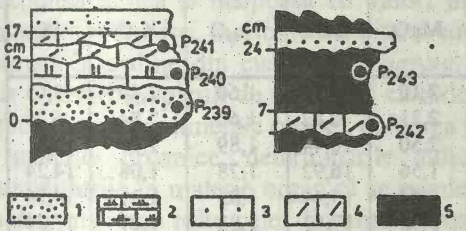


Fig. 56. Ritmuri turbiditice din membrul superior al Formaţiunii de Sinaia - bazinul Dâmboviţei: *1* – arenite litice; *2* – sparite cuarţsiltitice; *3* – sparite grezoase; *4* – biopelsparite argiloase; *5* – argile silto - nisipoase.

Tabelul 15. **Spectrul compoziţional al termenilor petrografici din membrul superior al Formaţiunii de Sinaia - bazinul Dâmboviţei**

Probe	Carbonaţi (%)	Reziduu insolubil (%)		Materie organică
		argilă	silt + nisip	
226	72,73	-	27,27	-
227	84,90	12,59	1,97	0,54
228	83,09	13,01	3,06	0,84
229	25,93	51,20	21,09	1,78
230	40,36	-	59,64	-
231	39,04	-	60,96	-
232	28,22	54,36	16,26	1,16
233	40,36	-	59,64	-
234	45,35	-	54,65	-
235	25,45	40,44	32,98	1,13
236	84,75	9,06	5,80	0,39
237	25,88	45,88	26,98	1,26
238	39,74	-	60,26	-
239	39,82	-	60,18	-
240	54,83	-	45,17	-
241	74,60	17,91	6,51	0,98
242	85,54	8,46	6,00	-
243	20,03	62,49	16,30	1,18
244	55,13	-	44,87	-
245	45,81	-	54,19	-
246	32,77	39,60	26,63	1,00
247	55,41	-	44,59	-
248	84,72	12,86	1,92	0,50
249	82,20	13,70	3,85	0,25
250	26,97	60,96	10,91	1,16

Locul probelor analizate în diagrama din figura 59 arată caracterul hibrid al acestor roci situate între gresiile calcaroase şi calcarele propriu - zise; conţinutul ridicat în carbonaţi cât şi coborârea carbonaţilor în cazul calcarelor grezoase la valori apropiate de 50% este un indiciu al frecvenţei ridicate a rocilor cu caracter hibrid, trecându-se uşor de la gresii calcaroase la calcare grezoase sau cuarţsiltitice şi invers; faptul demonstrează că în cazul sedimentării turbiditice, în procesul de

decantare nu se pot realiza limite mineralogice sau granulometrice nete, încât trebuie să admitem că în domeniul respectiv se realizează cele mai multe din categoriile petrografice hibride.

Tabelul 16. **Compoziția chimică a principalelor tipuri petrografice din membrul superior al Formațiunii de Sinaia - bazinul Dâmboviței**

Componenți→ (%) Probe↓	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	PC
229	50,87	18,34	5,00	2,10	9,76	1,60	2,40	9,65
229a	56,17	20,86	6,15	2,21	2,82	1,66	2,84	6,26
230	49,49	9,77	4,18	2,50	16,44	1,89	1,00	14,71
231	53,32	5,40	5,42	1,56	16,92	1,78	1,08	14,24
233	49,52	10,78	4,31	4,64	13,44	1,85	1,21	14,24
234	45,77	7,67	4,93	3,73	17,43	1,82	1,07	17,34
236	15,18	2,26	1,75	1,18	42,56	1,42	0,29	34.91
237	53,29	17,28	5,61	2,47	7,10	2,68	2,50	8,74
237a	54,10	22,90	7,62	2,23	2,64	1,38	2,73	5,86
242	12,42	3,30	1,74	1,66	42,67	1,54	0,24	36,01
246	48,80	16,65	5,83	2,44	10,64	2,59	2,06	10,70
248	10,99	4,96	1,67	1,75	43,00	1,70	0,63	35,27

Biopelsparite și pelsparite argiloase. Sunt calcare în strate subțiri de până la 10 cm grosime care fac trecerea fie la marne fie la argile (fig. 55, 56; probele 236, 242); au culoarea cenușie și sunt străbătute de o rețea de diaclaze fine, milimetrice; sub microscop fondul rocii este sparicalcitic, înglobând corpusculi cenușii, ușor izotropi de formă ovoidală, întrutotul asemănători unor pelete; uniformitatea lor dimensională cât și forma constant subsferic - ovoidală pledează, credem, pentru natura lor peletală, pentru că la prima vadere ele pot fi luate drept litoclaste de calcare micritice ce intră în constituția calcarenitelor, frecvent întâlnite în Formațiunea de Sinaia (Dinu, 1985).

Peletele se asociază cu granule de cuarț, feldspați potasici și plagioclazi, clorit și frecvent muscovit; participarea fracțiunii detritice nu depășește 10%, iar conținutul în carbonați și argilă le plasează în câmpul calcarelor argiloase (fig. 59). Macroscopic nu se deosebesc de micritele argiloase, dar microfacial se disting prin frecvența bioclastelor și a feldspaților de neoformațiune; datele difractometrice (tabelul 2) indică prezența albitului; bioclastele aparțin foraminiferelor bentonice, cel mai frecvent din familia *Textulariidae* - lor.

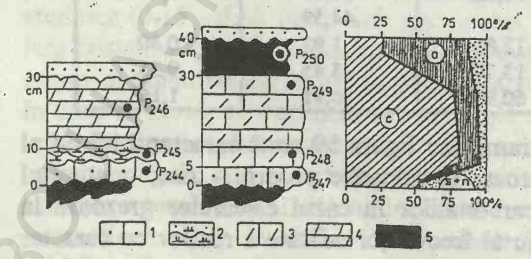


Fig. 57. Ritmuri turbiditice probate din membrul superior al Formațiunii de Sinaia - bazinul Dâmboviței: *1,2*–sparite grezoase și cuarțsiltitice; *3* – micrite argiloase; *4* – marne silto - nisipoase; *5* – argile silto - nisipoase.

Marne silto - nisipoase. Cea mai mare parte din secvențele lutitice ale membrului superior aparțin rocilor marnoase (probele 229, 232, 235, 237, 246). În teren se prezintă în strate decimetrice cu dispoziție în plachete cu o anumită duritate, astfel încât macroscopic ar putea fi catalogate drept argilite sau chiar siltite; în stare umedă prezintă o culoare maroniu închisă. În realitate conținutul lor în argilă (39 - 54%) și carbonați (25 - 32%) le plasează în câmpul marnelor; fracțiunea siltică și nisipoasă cu valori între 16 - 32% le plasează spre câmpul marnelor silicioase, mai bine zis silto - nisipoase (fig. 59). Aceasta din urmă este formată în ordine din cuarț, metacuarțite, sericit, feldspați potasici și plagioclazi, rare cherturi și spiculi de spongieri calcedonitici și chiar minerale grele (turmalină, zircon, epidot și minerale opace); culoarea maronie se datorează probabil piritei, dar și materiei organice, determinările indicând conținuturi între 1,00 și 1,78%. Conținuturile în materie organică se corelează cu cantitatea de argilă (fig. 60), fapt ce demonstrează rolul celei din urmă nu numai în acumularea dar și în conservarea acesteia.

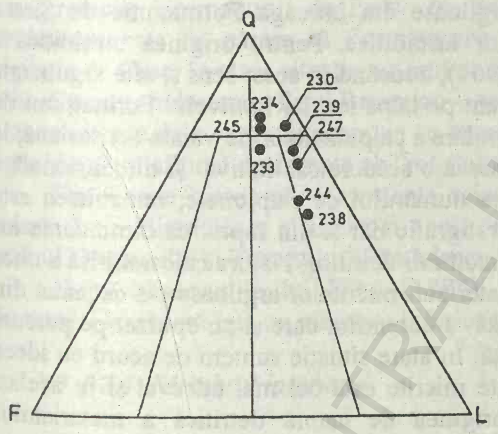


Fig. 58. Proiecția probelor cu aspect grezos din membrul superior al Formațiunii de Sinaia în diagrama *QFL.*

Micrite argiloase. Dispuse în strate subțiri de 5 până la 20 cm, calcarele respective constituie termenul de trecere de la sparitele grezoase sau cuarțsiltitice la marne sau argile (probele 227, 228, 241, 248, 249; fig. 54, 57); au culori cenușiu - negricioase și aspect pelitomorf; sunt frecvent diaclazate, iar uneori se prezintă în plachete subțiri de 1 - 2 cm, cu fucoide.

Sub microscop au aspectul tipic al micritelor cu rar cuarț siltic, cel mai frecvent corodat parțial sau total și substituit prin calcită; pirita apare frecvent în plaje ocelare care concentrează granule sferulitice fine. Conținutul în carbonați (74 - 85%) și argilă (12 - 18%) le plasează în câmpul calcarelor argiloase (fig. 59). Reziduul siltic rămas în urma eliminării carbonaților și separării fracțiunii argiloase este redus cantitativ (2 - 6%; tabelul 15) și este format în ordine din cuarț, sericit, feldspați, pirită în parte limonitizată și chiar minerale grele (turmalină și zircon); culoarea este în legătură cu prezența piritei asociată cu materia organică (0,25 - 0,98%).

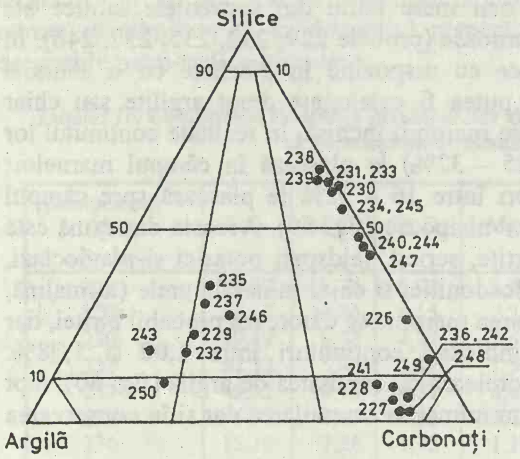


Fig. 59. Proiecția tipurilor petrografice din membrul superior al Formațiunii de Sinaia în diagrama carbonați - silice - argilă.

Din datele privind micritele argiloase din întreaga Formațiune de Sinaia reiese că ele se integrează secvențelor turbiditice. Pentru originea turbiditică a micritelor pledează, dealtfel, și Jipa (1964), aducând în acest sens și alte argumente printre care: prezență texturilor de curent pe talpa lor, iar la nivelul Formațiunii de Comarnic resedimentarea în calcare similare a calpionelelor de vârstă berriasiană; la nivelul stratelor de calcare autorul observă o scădere cantitativă și dimensională a fracțiunii epiclastice, odată cu scăderea numărului de calpionele; remanierea este dovedită, deci nu numai sub raport stratigrafic dar și din faptul că diminuarea lor este corelată cu scăderea cantitativă a fracțiunii detritice. Natura calcarenitică a unor termeni bazali ai ritmurilor arată că materialul micritelor argiloase s-a decantat din fracțiunea cea mai îndelung transportată a curenților care și-au epuizat pe parcurs încărcătura arenitică, cuarțo - calcaroasă. În atare situație suntem de acord cu ideea că termenul de calcilutite pentru aceste micrite este cel mai adecvat și în același timp demonstrat, indicând, astfel, originea de natură detritică a materialului calcaros.

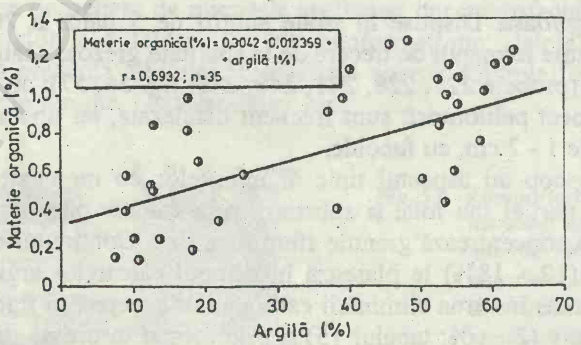


Fig. 60. Diagrama de corelație argilă - materie organică pentru calcarele, marnele și argilele din Formațiunea de Sinaia.

BCU IAȘI CENTRU UNIVERSITY LIBRARY

Argile calcaroase și argile siltice calcaroase. Termenii finali ai ritmurilor sunt fie marnele, fie argilele; fracțiunea argiloasă în cele din urmă (probele 243, 250) se ridică la valori de 60 - 62% în timp ce adaosul detritic de dimensiuni preponderent siltice se menține la probele noastre între 11- 16%. Adaosul detritic se constituie în primul rând din cuarț urmat de feldspați și sericit, material în general angular; foarte rar se întâlnește glauconit și minerale grele (minerale opace, turmalină, zircon, epidot). Cu o asemenea compoziție, la care se adaugă carbonații (20 - 27%), probele cad în câmpul argilelor calcaroase și al argilelor siltice (fig. 59).

3.1.2. Formațiunea de Bistra

De vârstă Brremian - Ațian inferior, formațiunea în discuție a fost introdusă în literatură de către Macovei, Atanasiu (1926, 1934), avându-și stratotipul în bazinul Bistriței.

După cercetările din ultimul timp ale lui Săndulescu (1990), în bazinul pârâului Bistra aflorează însă un fliș diferit de al Stratelor de Bistra și care are toate caracteristicile Formațiunii de Piscu cu Brazi, aparținând Digitației de Durău. Săndulescu este de părere că Formațiunea de Bistra nu se întâlnește decât în Digitația de Ciuc; în atare situație autorul consideră că denumirea respectivă trebuie folosită pentru a desemna flișul Brremian - Apțian al acestei digitații, iar pentru a se înlătura eventualele confuzii propune ca termenul să fie înlocuit cu acela de fliș de Ugra (după un afluent de dreapta al Trotușului).

Din datele cartografice existente reiese că de fapt Formațiunea de Bistra lipsește între Bistricioara și Bicaz și apare în Digitația de Ciuc abia spre sud, în bazinul Dămucului și Trotușului (Săndulescu, 1964; Dinu, 1985).

După observațiile lui Dinu (1985), Formațiunea de Bistra din bazinul Trotușului se separă într-un membru inferior și un altul superior.

3.1.2.1. Membrul inferior

Aspectul obișnuit al acestuia este de fliș normal cu ritmicitate clară, ritmuri binare și ternare. După Dinu (1985), repartiția termenilor petrografici în membrul inferior este următoarea: 46% gresii; 30% marne și "argile marnoase"; 20% "calcare marnoase"; 10% siltite, calcarenite și microbrecii.

Gresiile apar în strate de 1- 5 până la 10 - 30 cm, ajungând uneori până la 1m grosime; ele sunt mediu până la grosier granulare, diaclazate și cu suprafețe de stratificație muscovitice; cimentul este calcitic. Mineralogic, predomină cuarțul care este angular și adesea corodat; feldspații plagioclazi sunt din grupa albit - oligoclaz. Muscovitul apare orientat, materializând laminația rocii; dintre litoclaste mai frecvente sunt micașisturile, cuarțitele, calcarele și dolomitele. În diagrama *QFL* gresiile din membrul inferior cad în câmpul arenitelor litofeldspatice, feldspatolitice și chiar al subarcozelor (fig. 61).

"Calcarele marnoase" care, de fapt, trebuie să fie calcare argiloase reprezintă elementul caracteristic al membrului inferior; se dezvoltă în strate de 15 - 25 cm, dar pot ajunge la 1 - 1,2 m grosime. După Dinu, calcarele argiloase aparțin genetic la două tipuri, unul de origine pelagică, în strate de 1- 5 cm și cele în strate groase de origine turbiditică, constituind secvențele de tranziție de la calcarenite la marne.

Marnele au conținuturi în carbonați de până la 40%, în timp ce în argilele calcaroase acestea au valori de 10 - 15%.

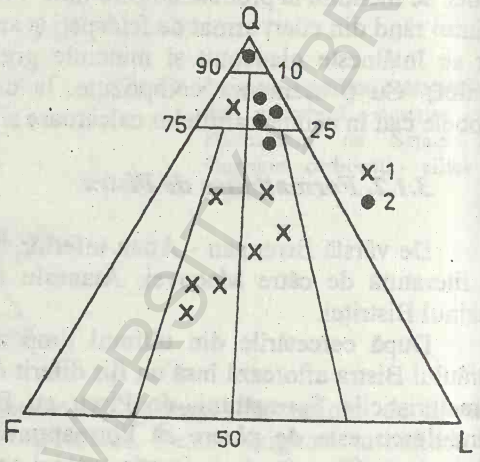


Fig. 61. Proiecția gresiilor din Formațiunea de Bistra din bazinul Trotușului în diagrama *QFL* (după Dinu, 1985): *1* – membrul inferior; *2* – membrul superior.

3.1.2.2. Membrul superior

Trecerea la membrul superior este subliniată de dezvoltarea gresiilor masive și reducerea apreciabilă a calcarelor argiloase. Repartiția termenilor petrografici în membrul superior este următoarea: gresii, microconglomerate și conglomerate 80%; argile, marne, siltite 12 - 15%; calcare argiloase 5 - 8%.

Compoziția mineralogică a gresiilor este aproape similară celei din membrul inferior, în diagrama *QFL* probele plasându-se în câmpul sublitarenitelor, arenitelor litofeldspatice și un singur caz în câmpul cuarțarenitelor.

Argilele și marnele apar mai frecvent în partea bazală, în strate de 2 - 30 cm, ca dealtfel și calcarele argiloase, cu grosimi de 20 - 80 cm. După estimările autorului, Formațiunea de Bistra ajunge la aproape 1000 m grosime, din care circa 400 m revin numai membrului superior.

3.1.3. Considerații chimice

Pe un număr de 31 probe din Formațiunea de Sinaia s-au efectuat și analize chimice complete (tabelele 9, 14, 16) pentru a se verifica în acest fel încadrarea rocilor făcută după celelalte criterii deja menționate. Pentru Formațiunea de Bistra nu dispunem de asemenea analize, însuși studiul petrografic fiind preluat din literatură.

Gresiile și cuarțsiltitele. Relevă conținuturi scăzute în silice (45 - 59%) și ridicate în Al_2O_3 (5 - 10%) și CaO (9 - 17%), ultimele două subliniind caracterul litic, litofeldspatic și calcaros al acestor arenite și siltite. Plasate în diagrama Brian - Mason (fig. 62) se observă că unele din ele cad în câmpul gresiilor dar majoritatea în cel al calcarelor; faptul demonstrează că această diagramă este probabil indicată pentru silicolite dar nu și pentru gresii. În diagrama lui Pettijohn *et al.* (1973) de

clasificare a gresiilor după compoziția chimică, probele respective cad în câmpul litarenitelor (fig. 63) confirmând astfel diagnosticul pus după criteriul mineralogic.

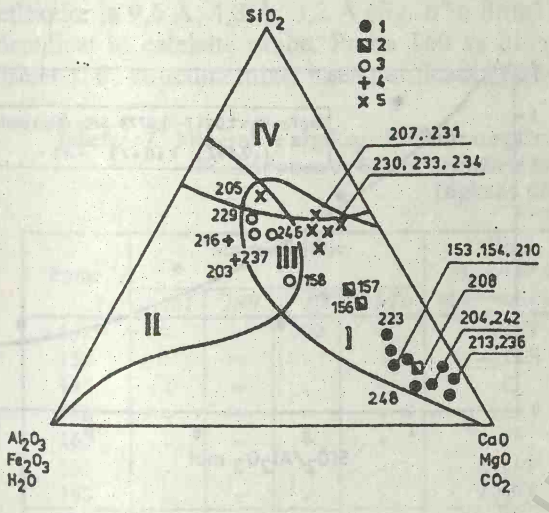


Fig. 62. Proiecția unor categorii petrografice din Formațiunea de Sinaia în diagrama Brian, Mason (1952): *I* – calcare; *II* – argile; *III* – marne; *IV* – gresii, silicolite: *1* – micrite, pelsparite și biopelsparite argiloase; *2* – sparite grezoase și cuarțsiltitice; *3* – marne silto - nisipoase; *4* – argile silto - nisipoase, slab calcaroase; *5* – sublitarenite, arenite litofeldspatice și cuarțsiltite calcaroase.

Calcarele grezoase. Sparitele grezoase și cuarțsiltitice se caracterizează, după cum era de așteptat, prin procente ridicate în silice (14 - 35%) și până la 6% în Al_2O_3, componenți proveniți din cuarț, feldspați și litoclaste metamorfice.

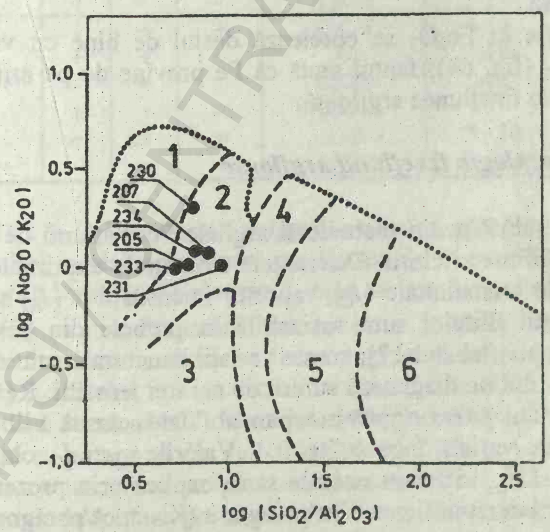


Fig.63. Încadrarea petrografică a unor probe de gresii din Formațiunea de Sinaia în diagrama cu suport chimic a lui Pettijohn *et al.* (1973): *1* – graywacke; *2* – litarenite; *3* – arcoze; *4* – subarcoze; *5* – sublitarenite; *6* – cuartarenite.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Calcarele argiloase. Ca și în calcarele grezoase, în cele argiloase se observă valori ridicate ale silicei (7 - 22%) și aluminei (2 - 5%), dar ambele provin în primul rând din adaosul argilos și în subsidiar și cel siltic, format din cuarț, feldspați și mice.

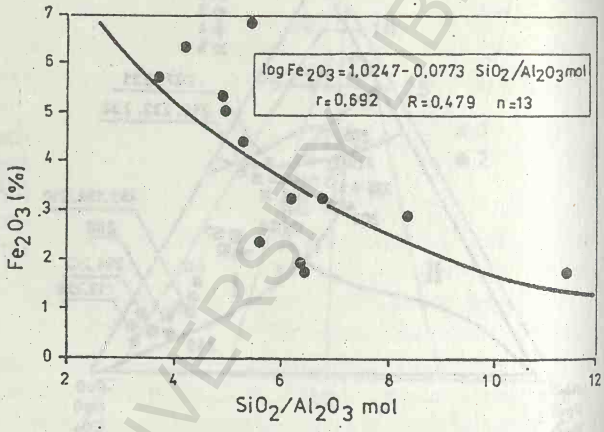


Fig. 64. Corelarea conținuturilor de Fe_2O_3 cu raportul molar SiO_2/Al_2O_3 pentru unele argile, marne și calcare din Formațiunea de Sinaia.

Argilele și marnele silto - nisipoase. Spectrul lor chimic confirmă natura silto - nisipoasă atât a marnelor cât și a argilelor. Menționăm că analizele chimice pe argile și marne s-au făcut, după cum am mai arătat, în paralel, pe probe brute și pe fracțiunea argiloasă; aceasta din urmă s-a separat prin levigare (STAS 1934/3 - 1972); este firească creșterea aluminei, pentru determinările făcute numai pe fracțiunea argiloasă.

Conținuturile în Fe_2O_3 se corelează destul de bine cu valorile raportului molar SiO_2/Al_2O_3 (fig. 64); faptul arată că Fe provine de pe ariile sursă și a fost transportat odată cu fracțiunea argiloasă.

3.1.4. Mineralogia fracțiunii argiloase

Fracțiunile sub 2 μ din marnele și argilele Formațiunii de Sinaia conțin în principal material illitic și clorit. Diferențele structurale exprimate prin parametrii dați de indicele de cristalinitate (I_C), raportul intensităților (I_R) și expandabilitate (% *S*) pentru cazul illitului sunt sesizabile în probele din cei trei membri ai Formațiunii de Sinaia (tabelul 17); aceste variații structurale sunt direct asociate cu intensitatea procesului de diageneză suferit de cei trei termeni. Rezultatele obținute pe probele membrului inferior arată o expandabilitate scăzută a illitului și un indice de cristalinitate care variază între 0,7 și 0,4. Valorile mari I_C, obținute pe probele 151, 155 și chiar 155, 158 sunt nereale și se explică prin prezența în materialul illitic a structurilor interstratificate illit/paragonit (K - mică/paragonit). Caracteristic în spectrul XRD pentru aceste structuri mixte este apariția unor "umeri" la 9,8 Å pe peak - ul de 10 Å a illitului, la 4,8 - 4,9 Å pe peak - ul de la 5 Å și la 3,25 Å pe peak - ul de la 3,34 Å ale aceluiași material. Aceste structuri dau o lărgime a reflexului *d*(001) a illitului, producând prin acest efect de asociere structurală o imagine total falsă în măsurarea I_C. În cazul probei 151 se remarcă o cristalizare

bună a illitului, indiferent că valoarea I_C măsurată pe mixtură are valoarea de 0,65. În această probă asociat cu illitul și cu structura interstratificată illit/paragonit s-a identificat și paragonit discret. Paragonitul discret a fost detectat prin identificarea reflexelor la 9,6 Å; 4,8 Å; 3,2 Å (fig. 65); illitul discret nu este prezent cum a fost identificat în celelalte probe. Proba 160 se diferențiază net prin prezența illitului discret și de structură mixtă interstratificată *ISII* (4 - 6% S).

Tabelul 17. **Mineralele argiloase identificate prin XDR în marnele și argilele din Formațiunea de Sinaia (membrul inferior, mediu și superior) din Digitația de Ciuc**

Probe	Material illitic				Clorit clorit/smectit clorit-vermiculit	Expandabilitate %	I_R	I_C
	ISI	*ISII*	*ID*	*I/Pa*				
151	-	+	*PD*	+	*C;C/S*	~ 10	1,31	0,65
152	-	+	-	-	*C;C/S*	~10	1,25	0,60
155	-	+	-	+	*C*	8 - 10	1,26	0,70
158	-	+	-	+	*C*	~10	1,17	0,60
160	-	+	+	+	*C*	4 - 6	1,30	0,55
162	-	+	-	-	*C;C-V*	~5	0,86	0,40
163	-	+	-	-	*C;C-V*	~5	1,15	0,50
201	-	+	-	+	*C*	8 - 10	1,16	0,70
212	-	+	-	+	*C*	8 - 10	1,25	0,70
214	-	+	+	+	*C*	10 - 12	1,19	0,55
216	-	+	-	+	*C*	~10	1,52	0,60
220	-	+	+	+	*C*	~10	1,32	0,70
224	-	+	-	+	*C;C/S*	~10	1,32	0,60
225	-	+	-	-	*C;C/S*	~10	0,98	0,60
229	-	+	+	+	C;C/S	~10	1,33	1,00
232	-	+	+	+	C	~10	1,24	0,85
235	+	-	+	-	C;C/S	~15	1,20	0,80
237	-	+	+	-	C;C/S	~10	1,00	0,65
246	-	+	+	+	C/S	5 - 10	1,25	1,00
243	+	-	+	+	C;C/S	10 - 15	1,66	nedet

Probele 162 și 163 nu conțin structuri mixte cu paragonit și nici illit discret. Ele se pot constitui în etaloane pentru măsurarea I_C, în eventualitatea aprofundării cercetării membrului inferior. Valoarea I_C este de 0,4. În acord cu valorile propuse de Kubler (1967) pentru domeniul ankizonei, și anume: 0,42.....0,25 $\Delta - 2\theta$, valorile obținute în urma analizei se încadrează în domeniul respectiv (fig. 66). Valoarea $d(001)$ a illitului este în cazul în discuție de 9,92 Å, față de valoarea celorlalte illite care aveau $d(001)$ aproximativ în jurul valorii de 10 Å. Prin lipsa structurilor mixte cu paragonit din cele două probe (162, 163) apreciem că odată cu trecerea spre un metamorfism incipient dispare și această paragonitizare a illitului (micei). Nu se exclude ipoteza prezenței unei reorganizări structurale a illitului prin distrugerea structurilor mixte illit/ paragonit. Pe baza diagnosticului de reflexii de tipul *hkl* propus de Weiss, Wiewiora (1986), aceste illite corespund unei politipii de tipul $2M_1$. Natura dioctaedrică a lor a fost verificată pe baza reflexului $d(060)$ = 1,498 Å.

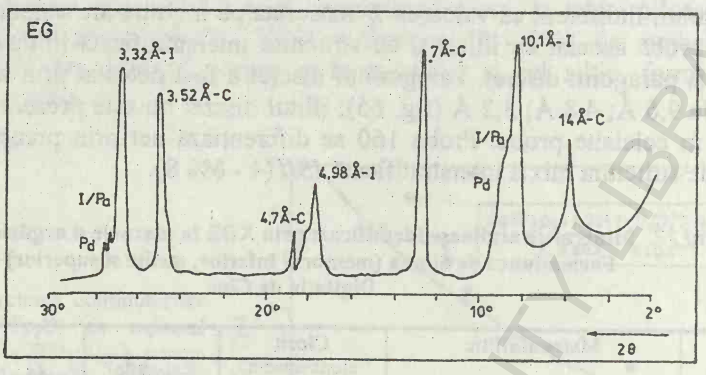


Fig. 65. Spectrul XRD al probei 151 din membrul inferior al Formațiunii de Sinaia: *Pd* – paragonit discret; *I/Pa* – structură mixtă interstratificată illit/paragonit; *I* – illit; *C* – clorit; *EG* – atmosferă în etilenglicol.

Asociat cu materialul illitic, în probele din membrul inferior a fost identificat și cloritul. Tehnica utilizată în identificarea cloritelor a fost tratamentul în etilenglicol și calcinarea la 500°C pentru situațiile care o necesitau. Un aspect inedit, sesizabil la aceste clorite este exprimat în spectrul XRD prin creșterea reflexului *d*(001) de la 14 Å și scăderea progresivă a intensității reflexelor *d*(002) și *d*(003). În cazul probelor 151 și 152, în urma tratamentului cu etilenglicol se disting două peak - uri la 14 Å și 14,43 Å, fapt interpretat de noi prin existența unei structuri mixte interstratificate clorit/smectit (fig. 67). La proba 163, în cazul cloritului aproape că dispar reflexele (003) și (004), respectiv la 4,71Å și 3,55 Å fapt interpretat de noi pe baza unei modelări teoretice a spectrelor, ca o posibilă interstratificare neregulată ($R = 0$) de tip clorit/vermiculit (fig. 68). Testul cu etilenglicol și calcinarea la 500°C nu au confirmat prezența vermiculitului. La majoritatea cloritelor din membrul inferior s-a remarcat o intensitate mică a reflexelor (003) și (004), fapt ce confirmă prezența unor varietăți de clorite bogate în Fe.

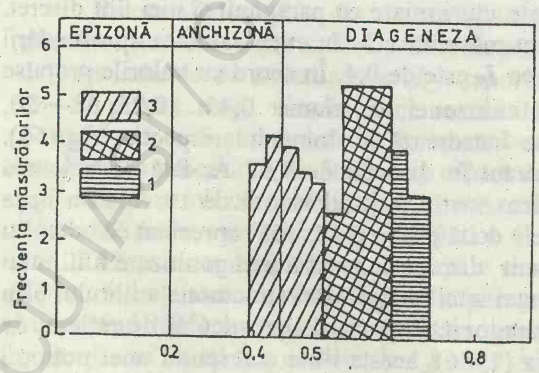


Fig. 66. Variația indexului de cristalinitate (I_C) a illitelor din Formațiunea de Sinaia: *1* – membrul superior; *2* – membrul median; *3* – membrul inferior.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Compoziția chimică a unor particule fundamentale de illit și clorit a fost determinată prin microscopie electronică prin transmisie combinată cu energie dispersivă de raze X (TEM/EDAX). În cazul illitelor (tabelul 18) se observă un conținut ridicat de Al, fapt ce ar sugera o evoluție genetică pe seama caolinitului.

Tabelul 18. **Compoziția chimică a illitelor din membrul inferior al Formațiunii de Sinaia***

Oxizi→ Probe↓	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	K_2O	Na_2O	Total
151	46,70	41,90	2,90	6,30	3,41	99,21
151	46,34	40,10	2,84	5,75	4,42	99,45
151	48,91	38,35	2,10	9,54	1,32	100,22
	Si	Al	Fe	K	Na	
151	5,78	6,14	0,10	0,97	0,81	-
151	5,76	6,01	0,23	0,91	0,88	-
151	6,10	5,57	0,20	1,46	0,33	-

* Calcularea formulei structurale s-a făcut pe o bază de 22 atomi de O

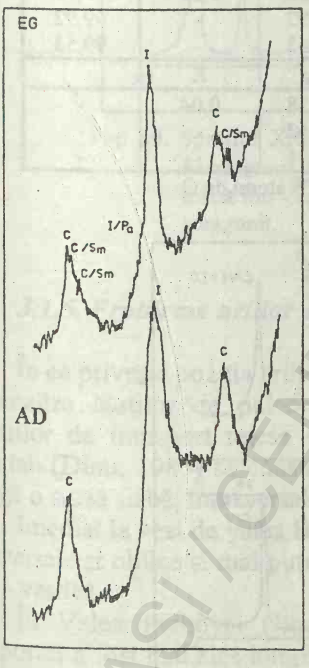


Fig. 67. Spectrul XRD al probei 152 din membrul inferior al Formațiunii de Sinaia: *EG* – atmosferă în etilenglicol; *AD* – atmosferă naturală; *C* – clorit; *C/S* – structură mixtă interstratificată clorit - smectit; *I* – illit; *I/Pa* – structură illit - paragonit

Ușor de sesizat este conținutul ridicat în Na, fapt ce confirmă observația noastră din spectrul XRD privind prezența componentei paragonitice, ca structură mixtă interstratificată illit/paragonit (K - mică/paragonit). Analizele chimice pe illite și mai cu seamă pe o mixtură cum e cazul nostru, alcătuită din illit detritic, illit autigen (cazul structurii mixte *ISII*) și illit/paragonit reprezintă o problemă delicată în utilizarea și interpretarea rezultatelor. Astfel, dacă ținem cont numai de faptul că în pozițiile interstratale valoarea maximă pe care o poate avea cationul interstratal

UAIC IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

(potasiu) pentru cazul unui membru final al illitului este de 0,85 ($K^+ = 0,85$), ne găsim în fața unei dileme exprimate de valorile mari ale cationilor K^+ și Na^+, aflați, ambii, în poziție interstratală. Acest lucru poate fi comentat în sensul că particula fundamentală investigată chimic conține, probabil o supracreștere în structura ei de alte faze mixte K - illit/ paragonit sau ne aflăm în fața unei structuri K - mică/ paragonit. Compoziția chimică a unor clorite (tabelul 19) se caracterizează printr-un conținut ridicat în Al și Fe. În acord cu clasificările făcute de Wiewiora, Weiss (1990), aceste clorite pot fi integrate în categoria chamositelor. Totuși, de cele mai multe ori cloritul apare ca un biprodus din reacția smectit → illit, unde Fe și Mg rezultate din rețeaua smectitului sunt organizate într-o nouă structură de tipul cloritului. În cazul de față se constată o creștere a Al, proporțională cu cea a Fe.

Tabelul 19. **Compoziția chimică a cloritelor din membrul inferior al Formațiunii de Sinaia***

Oxizi→ Probe↓	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	K_2O	Total
151	24,10	24,46	46,81	4,32	0,26	99,95
151	27,50	26,10	33,90	11,92	-	99,92
151	29,85	28,71	28,34	12,63	-	99,53
	Si	Al	Fe	Mg	K	
151	4,72	5,81	8,21	1,38	0,04	-
151	5,31	5,86	5,64	3,62	-	-
151	5,52	6,32	4.41	3,51	-	-

* Calcularea formulei structurale s-a făcut pe o bază de 28 atomi de O

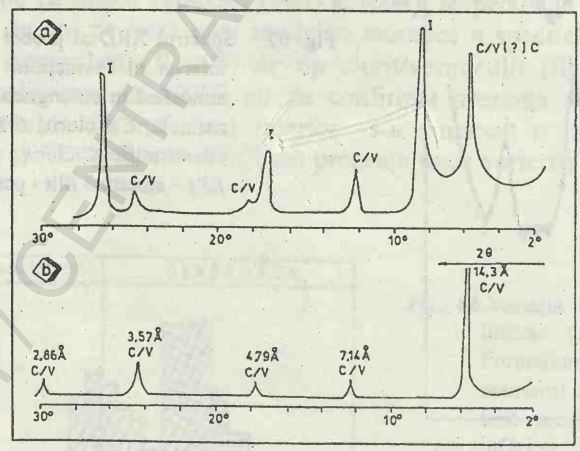


Fig. 68. Spectrul XRD al probei 163 din membrul inferior al Formațiunii de Sinaia (*a*); spectrul modelat al unei structuri mixte neregulate clorit/vermiculit (*b*).

Probele din membrul mediu și superior se caracterizează în special prin aceeași compoziție mineralogică, alcătuită din illit și clorit. Diferențele sesizate sunt în valorile relativ crescute ale indicelui de cristalinitate a illitului. De asemenea,

illitul este frecvent asociat cu structura mixtă interstratificată K - mică/paragonit și cu structura mixtă ISII. La proba 214 s-au distins foarte bine aceste trei entități structurale (fig. 69). În membrul superior sunt bine individualizate, pe lângă clorit și structurile mixte clorit/smectit; în cazul acestui membru se remarcă o ușoară creștere a expandabilității la structurile mixte *ISII*. Schimbări similare cazului nostru sunt semnalate de către Frey (1970) în roci pelitice triasic - jurasic inferioare din zona de bordură a Alpilor elvețieni, arătând o trecere a argilelor și marnelor spre ankimetamorfite, o creștere a indicelui de cristalinitate a illitului, iar caolinitul și structurile mixte illit/smectit transformate în pirofilit, phengit și Al - clorit. Și în materialul nostru s-a remarcat o creștere substanțială a Al în structura cloritului, deci o posibilă participare a caolinitului la formarea cloritelor din membrul inferior.

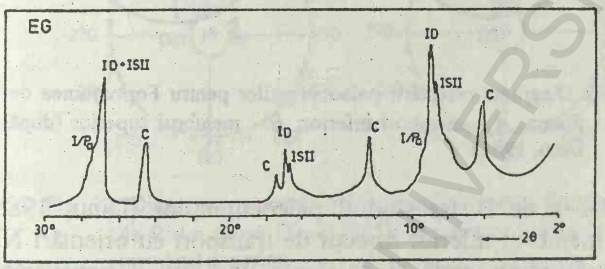


Fig. 69. Spectrul XRD al probei 214 din membrul median al Formațiunii de Sinaia: *ID* – illit discret; *ISII* – structură mixtă illit - smectit ($R = 3$); *I/Pa* – structură mixtă illit - paragonit.

3.1.5. Problema ariilor sursă

În ce privește poziția ariilor sursă în timpul acumulării Formațiunii de Sinaia, din analiza hărților de paleocurenți, precum și din diagramele de variație a direcțiilor de transport reiese că cel puțin pentru sectorul central al Carpaților Orientali (Dinu, 1985) se constată o direcție predominant longitudinală, la care se adaugă o sursă slabă, transversală (fig. 70).

Imediat la vest de valea Buzăului, Gräf (1975) determină direcții de transport transversale și oblice și mai puțin longitudinale, deci arii sursă cu poziție vestică și nord - vestică.

În Valea Prahovei (Jipa, 1961) direcțiile de curent măsurate arată că transportul a fost mai ales longitudinal și diagonal, de la nord la sud și de la nord - vest la sud - est, în foarte rare cazuri, observându-se și turboglife care indică sensuri inverse de la sud și sud - vest.

În zona Perșanilor, Patrulius *et al.* (1969) evidențiază în Formațiunea de Sinaia direcții de transport de sensuri inverse celor din Valea Prahovei și anume de la sud spre nord, autorii fiind de părere că actualul culoar al Vlădenilor a corespuns la acea dată cu un centru de dispersie a materialului arenitic; se presupune un culoar situat între două domenii de sedimentare, al Dâmbovicioarei, suprapus promontoriului Getic și de Carhaga, corespunzător ariei Transilvane; de aici

materialul a putut fi distribuit prin curenți de turbiditate spre nord (Perșani) și sud - est (anticlinorium - ul Zamura; fig. 71).

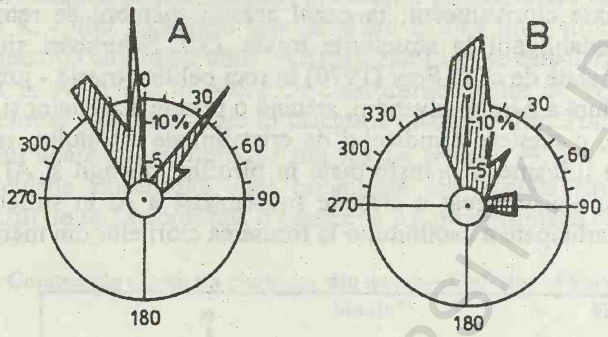


Fig. 70. Diagrama orientării paleocurenților pentru Formațiunea de Sinaia: *A* – membrul inferior; *B* – membrul superior (după Dinu, 1985).

În Formațiunea de Bistra studiul paleocurenților (Dinu, 1985) indică, în principal, pentru membrul inferior direcții de transport cu orientări NNE și NNV; numai 7% din măsurători arată și existența unei surse transversale. În cazul membrului superior măsurătorile sunt mult mai grupate și sugerează paleocurenți în exclusivitate longitudinali cu direcție SN (fig. 72).

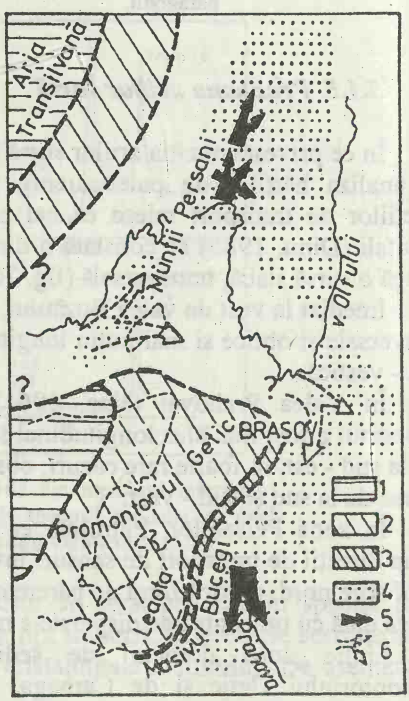


Fig. 71. Configurația ariilor sursă pentru flișul de Sinaia în zona de curbură (după Patrulius *et al.*, 1969): *1* – uscat; *2* – șelf cu sedimentare marnoasă; *3* – zona taluzului continental; *4* – arii de aflorare a Formațiunii de Sinaia; *5* – direcții de curenți măsurate; *6* – direcții ipotetice de curenți.

BCU CENTRALA UNIVERSITARA LIBRARY

După părerea noastră, toate aceste situații se conjugă perfect cu ideea complexității ariei de sedimentare corespunzătoare Dacidelor Externe conferită de prezența pragurilor generate în etapa de rifting (distensiune) și apoi amplificate în etapa de subducție (compresivă); ele au separat albii de sedimentare cu condiții particulare, echivalente ulterior diverselor pânze și digitații.

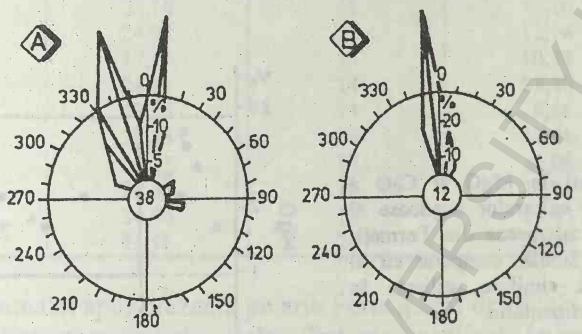


Fig. 72. Diagrama orientării paleocurenților pentru Formațiunea de Bistra (după Dinu, 1985): *A*– membrul inferior; *B* – membrul superior.

3.1.6. Aprecieri de ordin economic

Cum, în general, în Formațiunea de Sinaia, preponderența o formează calcarele, marnele și argilele calcaroase se înțelege că aceste roci ar putea interesa industria cimentului. Comparate chimic însă, se poate observa că față de roci similare exploatate în același scop, probele din Formațiunea de Sinaia cad, în procente cuprinse între 37 - 73% în afara câmpurilor care delimitează valorile optime ale conținuturilor de SiO_2, Al_2O_3, CaO, MgO sau Fe_2O_3 (fig. 73 - 75).

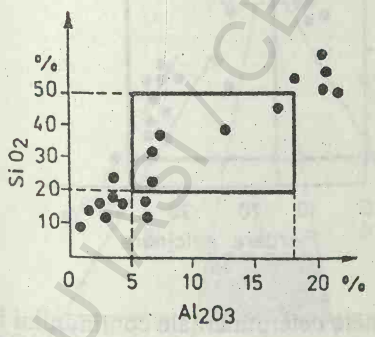


Fig. 73. Conținuturile de SiO_2 și Al_2O_3 ale marnelor, calcarelor argiloase și argilelor calcaroase din Formațiunea de Sinaia, comparate cu valorile minime și maxime ale unor roci similare utilizate în industria cimentului.

Condiții ceva mai favorabile se pare că prezintă membrul median din care, de altfel, se și exploatează deja marne pe valea Bicazului în cariera Țepeșeni, pentru CLA Tașca. Cum era de așteptat însă, calitatea marnei de la Țepeșeni nu se ridică la parametrii optimi ceruți de tehnologia cimentului; este vorba de conținuturile mai

ridicate în silice liberă a acestei materii prime. Faptul este firesc, întrucât prin caracterul său turbiditic pronunțat, membrul median include ritmuri în care marnele reprezintă doar una din secvențe, restul revenind, după cum am văzut, gresiilor, cuarțsiltitelor, calcarelor grezoase și cuarțsiltitice, calcarelor argiloase și argilelor; însăși marnele nu sunt pure având caracter silto - nisipos. Se înțelege de aici, că o exploatare selectivă este imposibilă, în așa fel încât termenul de marnă pentru materialul din cariera Țepeșeni este cât se poate de relativ.

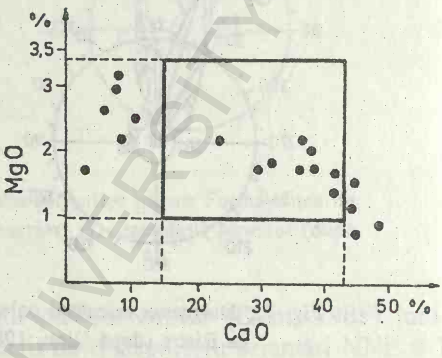


Fig. 74. Conținutul în MgO și CaO a marnelor, calcarelor argiloase și argilelor calcaroase din Formațiunea de Sinaia, comparat cu al unor roci similare utilizate în industria cimentului

Un calcul teoretic, plecând de la frecvența tipurilor litologice care constituie sursa de cuarț liber din membrul median, arată că procentual, silicea liberă poate ajunge la valori de până la 23% sau chiar mai mult. În procesul tehnologic, cuarțul liber creează abateri de la raportul optim CaO/SiO_2, determinând consumuri specifice mai ridicate de combustibil în procesul de calcinare.

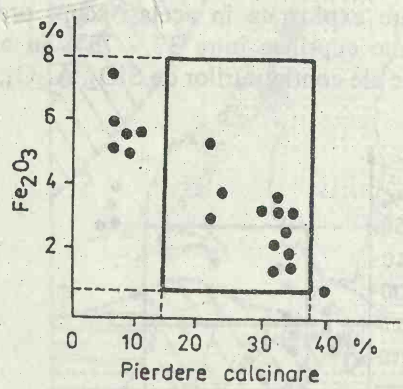


Fig. 75. Conținutul în Fe_2O_3 și pierderea la calcinare a marnelor, calcarelor argiloase și argilelor calcaroase din Formațiunea de Sinaia comparat cu valorile minime și maxime ale unor roci similare utilizate în industria cimentului.

Față de calculul teoretic noi am încercat unele determinări ale conținutului în silice liberă pe probe prelevate dintr-o succesiune de șarje provenite din cariera de "marnă" de la Țepeșeni; determinările s-au făcut, pentru control, prin două metode, cu acid pirofosforic și prin macerare cu hidroxid de sodiu; după cum se poate deduce din tabelul 20 valorile silicei libere s-au situat, în cazul celor 20 de probe din asemenea șarje, între 8,66 - 26,14%; în diagrama Scolari, Lille (fig. 76)

probele respective ocupă parte din câmpul aferent marnelor silicioase, respectiv silto - nisipoase, explicând o dată în plus sursa silicei libere.

Tabelul 20. **Conţinutul în cuarţ a unor probe prelevate din şarjele de "marnă" din cariera Ţepeşeni, utilizate în industria cimentului la CLA - Bicaz**

Proba	Cuarţ %	Proba	Cuarţ %
1	21,16	11	10,10
2	24,07	12	12,14
3	17,45	13	10,48
4	24,61	14	23,50
5	20,26	15	8,66
6	22,23	16	23,81
7	24,21	17	24,08
8	20,55	18	24,84
9	24,96	19	24,65
10	13,98	20	26,14

Este de semnalat apoi prezenţa pe aria Formaţiunii de Sinaia a izvoarelor de ape minerale, printre care cele din Valea Prahovei localizate în membrul median (Pricăjan, 1985). Se consideră că acumularea lor se face din ape superficiale sau meteorice în gresii, brecii şi pe sistemul de fisuri şi fracturi. Sunt ape bicarbonatate, calcice, bromurate, sulfuroase, cu o mineralizare totală între 430 - 595 mg/l şi cu un conţinut de H_2S liber de 1,5 - 10,2 mg/l. După Simion (1973, în Pricăjan, 1985) prezenţa H_2S presupune existenţa în masa Stratelor de Sinaia a unor condiţii reducătoare în prezenţa materiei organice; părerea noastră este că nu numai materia organică intervine în procesul de eliberare de H_2S dar şi frecvenţa piritei, evidenţiată microscopic în toate categoriile litologice; aceste ape au avut o exploatare intermitentă şi de scurtă durată.

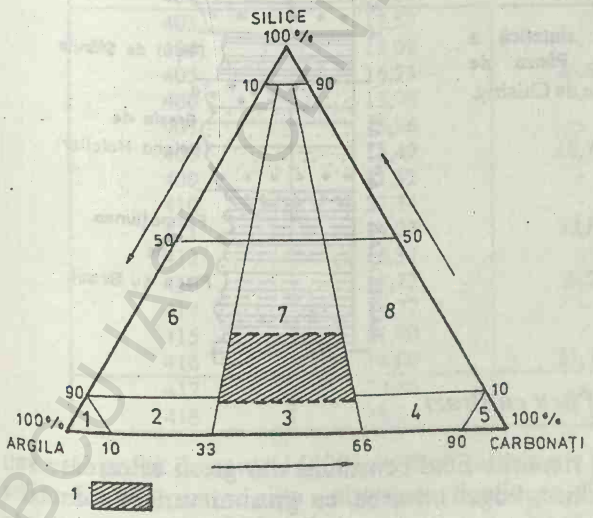


Fig. 76. Proiecţia probelor din şarjele de materie primă provenite din cariera de "marnă" de la Ţepeşeni în diagrama carbonaţi - silice - argilă: *1* – câmpul ocupat de cele 20 de probe din care s-a determinat silicea liberă; *2* – argile calcaroase; *3* – marne; *4.* – calcare argiloase; *7* – marne silicioase (nisipoase).

BUCHAREST UNIVERSITY FIRST LIBRARY

În Digitația de Ciuc, un oarecare interes practic prezintă și gresiile masive din membrul superior al Formațiunii de Bistra. Caracterul arenitic impus de cimentul calcitic conferă acestor gresii o bună rezistență la compresiune (~ 1500 daN/cm²), putând fi utilizate ca blocuri fasonate, blocuri mozaic, pentru ziduri de sprijin sau sub formă de piatră spartă (Pârvu, 1964; Pârvu *et al.* 1977).

3.1. Digitația de Durău

Evidențiată de către Săndulescu (1990), Digitația de Durău apare bine conturată în bazinul Bistriței. Stratigrafic, în cadrul său se disting depozite barremian - apțiene și albiene (fig. 77). În flișul barremian - apțian, Săndulescu (1990) a separat: flișul de Piscu cu Brazi (= flișul marno - grezos ruginiu), urmat de gresia de Poiana Maicilor. Între Gresia de Poiana Maicilor și masa Conglomeratelor de Ceahlău se interpune un pachet de câteva zeci de metri de fliș argilo - grezos denumit de același autor flișul de Poiana Stănilelor - Poiana Fântânii. În lucrările anterioare Formațiunea de Piscu cu Brazi și gresia de Poiana Maicilor, corespund cu Stratele de Bistra, orizontul grezo - șistos din Stratele de Ceahlău (sens Băncilă, 1958) și cu Stratele de Bistra, Stratele de Babșa și orizontul grezos din Stratele de Ceahlău în accepțiunea lui Alexandrescu (1967, 1971), Șoigan (1971) cât și Șoigan și Alexandrescu (1976).

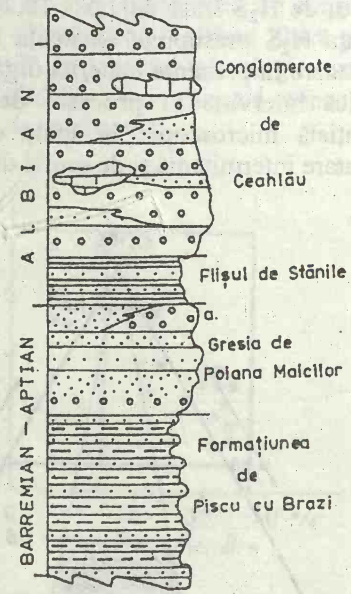


Fig. 77. Coloana litostratigrafică sintetică a digitației de Durău - Pânza de Ceahlău: *a* – Conglomerate de Chisirig.

3.2.1. Formațiunea de Piscu cu Brazi

Reprezintă un fliș binar, ritmurile fiind constituite din gresii calcaroase sau calcarenite și marne, uneori siltice, bogat micacee, cu grosimi variabile de 10 - 50cm; apar și secvențe de gresii masive cu dezvoltări locale. După resturile de

amoniți formațiunea revine Barremian - Apțianului (Macovei, 1958; Alexandrescu, 1971; Săndulescu, 1990).

După observațiile lui Săndulescu (1990), gresiile sunt de tip subgraywacke, fragmentele litice fiind reprezentate prin calcare, dolomite, șisturi cristaline mezo- și epizonale și bazalte spilitice; gresiile mai grosiere sunt uneori bogate în resturi vegetale carbonificate. Observațiile noastre făcute la Poiana Stănilelor, mai precis la obârșia pârâului Bistra Mică, indică o succesiune de ritmuri binare cu predominarea secvențelor pelitice, care, cel puțin macroscopic, par niște argile cu caracter siltic, având culoarea cenușie sau gălbui - maronie. Gresiile sunt dispuse în strate subțiri, sunt muscovitice, slab curbicorticale, cenușii albăstrui în spărtură și cu aureolă de alterație ruginie. O probă din astfel de gresii (399) provenind de la Poiana Stănilelor indică un material slab sortat în care cuarțul mono- și policristalin ajunge la 74%, urmat în ordine de fragmentele litice (19%); în acestea din urmă, majoritatea (12%) revine muscovitului și biotitului; litoclastele de gnaise și șisturi cloritoase sunt în jur de 1%, în timp ce fragmentele de calcare micritice și cherturi ajung la 6%; feldspații potasici și plagioclazi, în general alterați, nu depășesc 7%; extrem de rar se observă glauconit. Aureola maroniu - feruginoasă a suprafețelor de gresie se datorează limonitizării biotitului. Materialul epiclastic este legat de o calcită sparitică cu rol de ciment de pori și care, împreună cu litoclastele micritice determină un conținut în carbonați a gresiilor de 47% (tabelul 21); în diagrama *QFL* proba cade în câmpul arenitelor litofeldspatice (fig. 81).

Tabel 21. **Spectrul compozițional al termenilor petrografici din flișul de Piscu cu Brazi, Gresia de Poiana Malcilor și flișul de Stănile - Digitația de Durău**

Componenți %→ Probe↓	Carbonați	Argilă	Silt + nisip
399	47,20	-	52,80
400	27,86	38,93	33,21
403	12,57	-	87,43
404	15,09	-	84,91
405	16,23	26,61	57,16
406	13,76	-	86,24
407	15,96	-	84,04
408	15,49	18,70	65,81
409	31,52	-	68,48
410	27,34	-	72,65
411	14,03	30,16	55,81
412	15,37	-	84,63
413	13,72	30,26	56,02
414	16,77	-	83,23
415	21,80	-	78,20
416	14,80	21,70	63,50
417	29,34	-	70,66
418	16,14	41,10	42,76

O probă de control (400) arată că cel puțin o parte din secvențele pelitice ale ritmurilor sunt marne silto - nisipoase, fracțiunea din urmă fiind formată din cuarț, sericit - muscovit, feldspați și rare cherturi, alături de hematit, turmalină și zircon (tabelul 21; fig. 82).

3.2.2. Gresia de Poiana Maicilor

Denumirea o datorăm lui Săndulescu (1990) care a propus-o cu ocazia unor revizuiri geologice efectuate în regiunea masivului Ceahlău. Raportată la lucrările anterioare ea corespunde cu orizontul grezos din cadrul Stratelor de Ceahlău (sens Băncilă, 1958) și gresiile din jumătatea superioară a Stratelor de Bistra (sens Alexandrescu, 1967, 1971; Șoigan, Alexandrescu, 1976). Ea se dispune peste flișul de Piscu cu Brazi și revine ca vârstă Apțianului superior.

Este un fliș grezos masiv cu ritmuri de la 0,30 m până la peste 2 m grosime. Așa cum se observă în valea Bicazului la Chisirig și mai ales în gresia deschisă în drumul forestier de la Poiana Stănilelor, ritmurile prezintă în bază gresii grosiere, microconglomeratice sau chiar conglomerate și se încheie cu gresii fine, uneori curbicorticale cu treceri la siltite puternic muscovitice. Secvențele bazale includ resturi de plante carbonificate și frecvente enclave de argile în diametru de 10 - 15cm amintind structurile de "ripped - up".

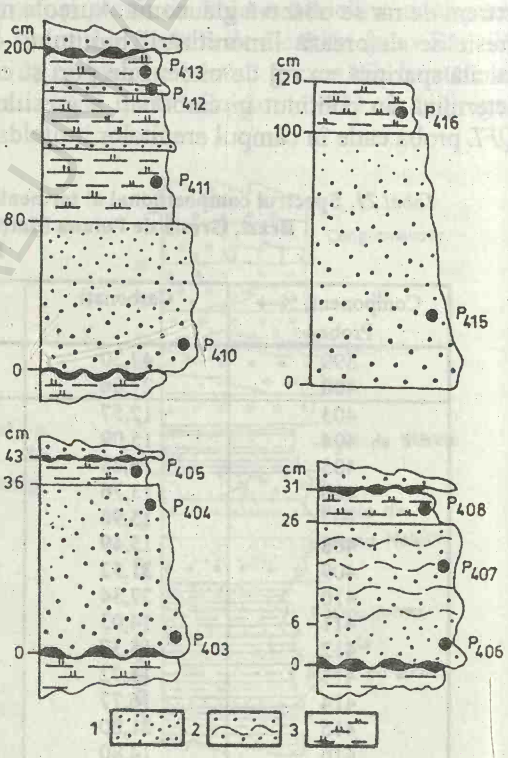


Fig. 78. Ritmuri turbiditice probate în Gresia de Poiana Maicilor: *1*, *2*–arenite litice și litofeld-spatice calcaroase; *3* – siltite argiloase.

La Chisirig gresiile sunt substituite parțial prin conglomerate. Sunt cunoscutele Conglomerate de Chisirig, menționate pentru prima dată de Macovei, Atanasiu (1926, 1934) și considerate de aceiași autori drept dezvoltări locale în Stratele de Bistra; de la început ele au fost considerate echivalente cu conglomeratele din Bâtca Neagră și Piatra Sură de la vest de Ceahlău.

Probările în Gresia de Poiana Maicilor au fost făcute în succesiunea de la Chisirig şi parţial în deschiderile din drumul forestier de la Poiana Stănilelor (fig. 78 - 79). Formaţiunea include arenite litice şi litofeldspatice calcaroase, cu treceri, uneori, la gresii conglomeratice (paraconglomerate) şi siltite argiloase.

Arenite litice şi litofeldspatice calcaroase. Probele analizate provin fie din partea bazală a ritmurilor (fig. 78, 79), care corespund unor gresii mediu granulare (probele 403, 406, 414, 415) până la grosiere sau chiar microconglomeratice (proba 410) sau din cea superioară (proba 404), care, uneori, are caracter curbicortical (proba 407); o probă provine din secvenţa superioară a unui ritm care debutează cu o gresie conglomeratică cu galeţi mari (proba 409); le este specifică în toate cazurile, caracterul puternic micaceu.

Analiza microscopică arată că participarea cuarţului, cu predominarea celui policristalin se situează între 54 - 63 %; urmează fragmentele litice cu valori între 20 şi 41%, constituindu-se, în primul rând, din mezometamorfite, respectiv, granitoide gnaisice şi gnaise, uneori cu structuri mirmekitice, micaşisturi, şisturi cuarţito - biotitice şi mai rar, şisturi cuarţito - sericitoase.

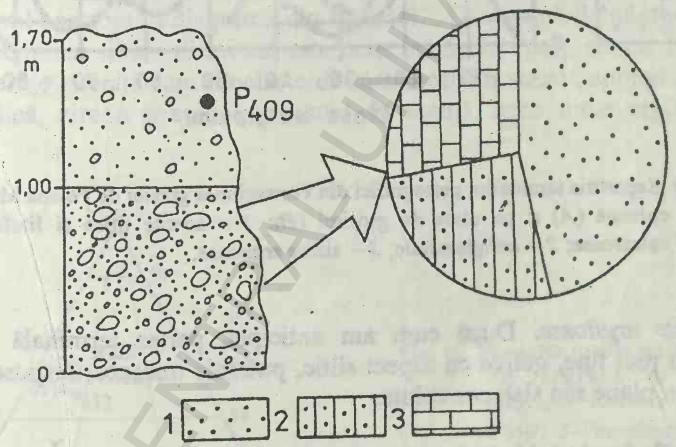


Fig. 79. Secvenţă conglomeratică în nivelul Gresiei de Poiana Maicilor - bazinul Bicazului (Chisirig): *1* – cuarţuri; *2* –gresii; *3*– calcare.

Din fracţiunea litică, procentul ridicat revine însă mineralelor micacee, de 15 - 28%, respectiv, muscovitului, biotitului şi cloritului; uneori, biotitul este mai frecvent decât muscovitul şi este cloritizat şi chiar limonitizat. Litoclastele sedimentare cu valori de 2 - 10% includ calcare micritice algale, sparite şi mai rar cherturi şi fragmente de gresii calcaroase. Feldspaţii nu depăşesc 12%, cei potasici, mai frecvent, ortoză, prevalând asupra celor plagioclazi; mineralele micacee apar contorsionate, învăluind obişnuit granulele litice şi cuarţoase. Liantul este o calcită sparitică cu rol de ciment pelicular şi mai rar de pori. Conţinutul în carbonaţi situat între 12 - 31% conferă acestor roci un caracter mai mult sau mai puţin calcaros; spectrul mineralogic menţionat plasează rocile în discuţie în câmpul gresiilor litice şi litofeldspatice (fig. 81).

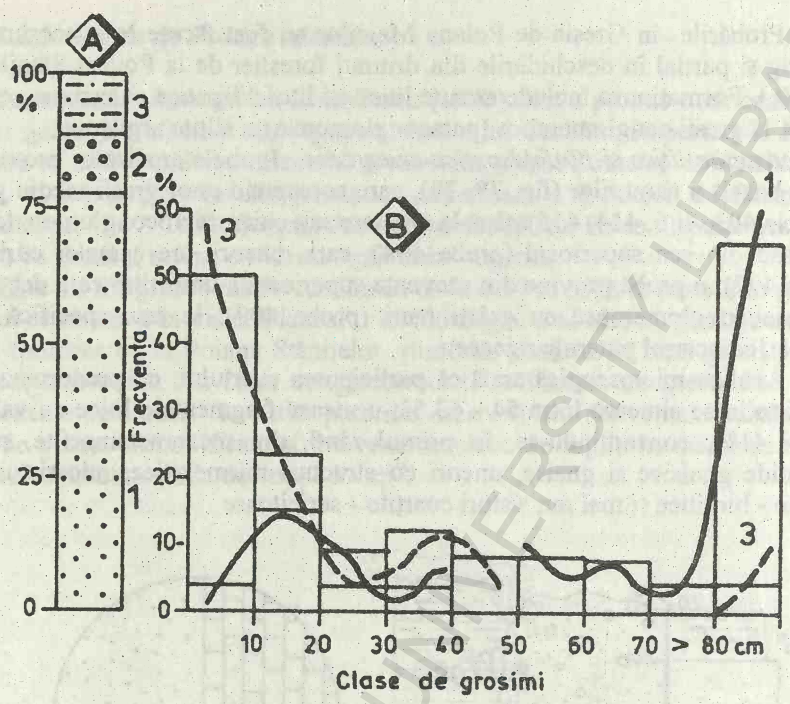


Fig. 80. Repartiția termenilor petrografici din Formațiunea gresiei de Poiana Maicilor, în coloană (*A*) și pe clase de grosimi (*B*): *1* – arenite litice și litofeldspatice calcaroase; *2* – conglomerate; *3* – siltite argiloase.

Siltite argiloase. După cum am anticipat, partea terminală a ritmurilor sfârșește cu roci fine, gelive cu aspect siltic, puternic micacee, dispuse în plachete milimetrice, plane sau slab convolute.

Tabel 22. **Spectrul chimic al unor termeni petrografici din formațiunile de Piscu cu Brazi, Poiana Maicilor și Stânile - Digitația de Durău**

Componenți→ (%) Probe↓	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	PC
399	48,03	11,63	8,08	1,74	16,11	1,13	0,67	12,17
400	47,77	24,53	5,57	1,83	7,19	1,11	2,13	9,60
406	64,56	18,07	4,15	1,15	3,81	1,60	1,44	4,81
407	67,06	16,52	3,16	0,93	4,32	1,73	1,37	4,42
408	52,71	26,30	6,24	1,71	2,37	1,54	2,37	6,41
411	52,98	26,39	6,92	1,30	2,28	1,39	2,63	5,83
413	48,46	29,10	7,13	2,18	1,33	1,34	3,03	7,22
414	67,34	11,44	2,36	0,65	8,84	1,44	1,01	6,43
417	56,44	9,76	1,94	1,00	16,12	1,62	0,86	11,73
418	53,60	27,00	6,59	2,44	1,54	1,27	2,44	4,93

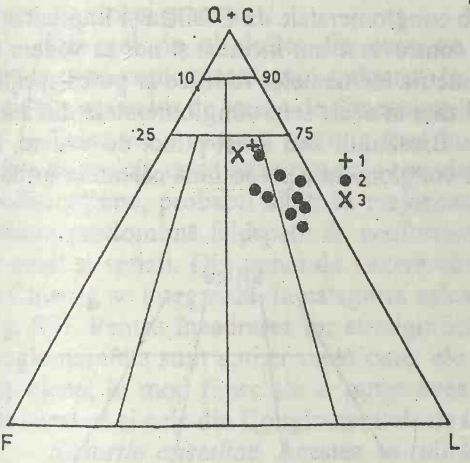


Fig. 81. Proiecția gresiilor din Digitația de Durău în diagrama *QFL*: *1* – Formațiunea de Piscu cu Brazi; *2*– Gresia de Poiana Maicilor; *3*– Formațiunea de Stănile.

Analiza câtorva probe (fig. 78, 79; tabelul 21) arată că, într-adevăr, fracțiunea argiloasă este subordonată, valoric (18 - 30%) celei silto - nisipoase (55 - 65 %) de unde și locul acestora în diagrama din figura 82. Determinările microscopice au relevat că fracțiunea silto - nisipoasă este constituită din cuarț, sericit - muscovit, feldspați puternic alterați, rare litoclaste de metamorfism scăzut, sporadic, hematit, clorit, turmalină, zircon și epidot; ele sunt, în esență, niște siltite argiloase, slab calcaroase.

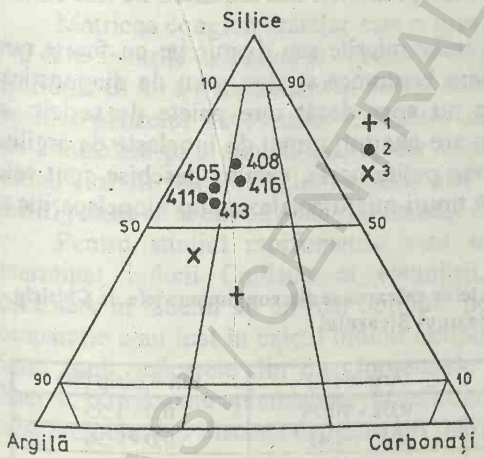


Fig. 82. Proiecția rocilor cu aspect lutitic din Digitația de Durău în diagrama carbonați - silice - argilă: *1*–Formațiunea de Piscu cu Brazi; *2*–Formațiunea Gresiei de Poiana Maicilor; *3*– Formațiunea de Stănile.

3.2.2.1. Conglomeratele de Chisirig

După cum am văzut, aceste conglomerate au fost echivalate de la început cu cele din Piatra Sură (Macovei, Atanasiu, 1926, 1934), idee susținută până nu de mult și de alți autori (Șoigan, Alexandrescu, 1976; Alexandrescu, 1978). Se pare însă (Săndulescu, 1990) că ele substituie local flișul grezos de Poaian Maicilor și în

aceste condiții se plasează stratigrafic sub conglomeratele de Ceahlău și implicit sub cele din Piatra Sură. În raport de aceste controverse am încercat și noi să vedem în ce măsură datele petrografice sau morfometria elementelor ruditice ar putea sprijini ultima supoziție. Au fost urmărite și analizate în acest sens conglomeratele din zona de stratotip, respectiv Chisirig din valea Bicazului. Din acest punct de vedere, în conformitate cu datele din tabelul 28, în conglomerate predomină calcarele urmate de elemente cristaline și apoi gresiile.

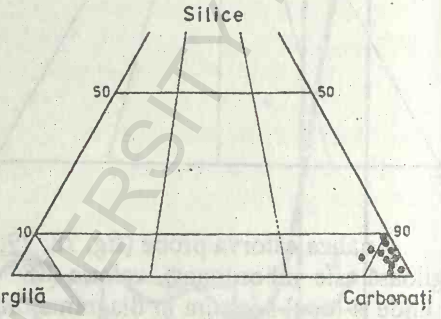


Fig. 83. Proiecția galeților calcaroși din Conglomeratele de Chisirig în diagrama carbonați - silice - argilă.

Calcarele. Reprezintă elementele cele mai frecvente, ajungând până la 59% din masa conglomeratelor (tabelul 28). Macroscopic au fost separate mai multe tipuri petrografice, și anume: calcare cenușii - negricioase sau chiar negre, fine, calcare cenușii deschise, pelitomorfe, uneori cu pete violacee, diaclazate și calcare argiloase cu aspect marnos (tabelul 23).

Primul tip corespund microfacial unor micrite sau dismicrite cu foarte rare resturi organice, printre care foramimifere bentonice și alge greu de diagnosticat chiar și generic. Ca material epiclastic nu apar decât rare paiete de sericit; în reziduul silto - nisipos, frecvența mare o are cuarțul, urmat de litoclaste de argilite feruginoase și feldspați potasici. Calcarele pelitomorfe, cenușii deschise sunt cele mai frecvente și în ele se deosebesc două tipuri microfaciale: un tip biopelsparitic și un altul dis- și intramicritc.

Tabelul 23. **Spectrul compozițional al elementelor calcaroase din conglomeratele de Chisirig - bazinul Bicazului**

Tipuri petrografice	Carbonați (%)	Argila (%)	Silt + nisip (%)
Calcare negre	88,06 - 99,98	0,02 - 10,39	0,0 - 1,55
Calcare cenușii	89,88 - 99,71	0,29 - 4,41	0,0 - 7,36
Calcare cenușii cu aspect marnos	84,45	11,56	3,99

Biopelsparitile conțin resturi de alge, briozoare, teste de echinoderme, spini de echinite, rare foraminifere bentonice și microoncolite sferoidale și columnare; peletele și microoncolitele includ feldspați de neoformațiune. În reziduul silto - nisipos se observă cuarț, feldspați detritici, feldspați de neoformațiune cu habitus idiomorf, care predomină, sericit și chiar minerale grele, printre care turmalină,

zircon, epidot și granați.

Din cel de al doilea tip sunt de reținut intramicritele în care spațiile intraclastice contrastează prin culoarea lor feruginoasă și prezența granulelor de cuarț și a paietelor de sericit de dimensiuni siltice.

Calcarele cu aspect marnos sunt în realitate niște micrite argiloase cu rare paiete de sericit, cuarț siltic puternic corodat, rară calcedonie și frecvent feldspați de neoformațiune, probabil albit; în majoritate, feldspații autigeni sunt calcitizați. În reziduu predomimă feldspații de neoformațiune cu habitus clar idiomorf, urmați de cuarț și sericit. Din punct de vedere chimic, toate calcarele din conglomeratele de Chisirig se integrează în categoria calcarelor pure și a calcarelor ușor argiloase (fig. 83). Pentru încadrarea lor stratigrafică nu dispunem de argumente, dar dacă conglomeratele sunt apțian superioare, ele pot fi neojurasic - neocomiene și chiar urgoniene; în mod firesc ele ar putea avea aceeași vârstă și ar proveni din aceeași arie sursă ca și cele din Conglomeratele de Ceahlău și Piatra Sură.

Sisturile cristaline. Acestea se ridică până la 24% din care, preponderența, respectiv, 21% o au cuarțurile albe; șisturile cristaline propriu - zise sunt constituite din gnaise și epimetamorfite de tipul șisturilor cloritoase și cuarțito - cloritoase.

Gresiile. Procentul ridicat de participare a gresiilor reprezintă un element specific Conglomeratelor de Chisirig, comparativ cu cele din Ceahlău și Piatra Sură (tabelul 28). Cele mai frecvente par să fie gresiile cuarțoase, violacee, dure, grosiere până la microruditice, apoi o serie de gresii feruginoase, stratificate, care pot ajunge la blocuri cu diametre de 70 cm; vârsta gresiilor și aria lor de proveniență sunt greu de precizat, în afara bănuielii că gresiile cu aspect cuarțos, violacee prezintă unele similitudini cu Seisianul din sistemul pânzelor bucovinice.

Matricea conglomeratelor este o gresie grosieră până la microconglomeratică și în care sisturile cristaline și cuarțurile albe predomină asupra calcarelor. Este de menționat că nu s-a identificat în aceste conglomerate prezența dolomitelor triasice, specifice pânzelor bucovinice. Calcarele care au prezentat o slabă efervescență au fost controlate prin analize ADT, dar care au dat curbe specifice calcitei. Lipsa dolomitelor în toate conglomeratele, atât din Ceahlău cât și din Piatra Sură și Chisirig arată că avem de a face cu aceeași arie sursă.

Pentru studiul morfometric s-au selectat galeți de calcar pe care s-au determinat indicii Cailleux ai rotunjirii, aplatizării și asimetriei; rezultatele prezentate în tabelul 30 au fost obținute pe un număr de numai 50 galeți. Pentru comparație s-au luat în calcul indicii obținuți pentru Conglomeratele de Ceahlău și Piatra Sură; calcarele din conglomeratele de la Chisirig prezintă, după cum se observă, o mai mare aplatizare și rotunjire mai redusă, ceea ce indică, de fapt, o mai slabă prelucrare, o distanță de transport mai scurtă.

3.2.3. Formațiunea de Poiana Stănilelor

Separată de către Săndulescu (1990), formațiunea în cauză reprezintă un fliș argilo - grezos, plasat în baza Conglomeratelor de Ceahlău, pe care le separă de Gresia de Poiana Maicilor. Cu o grosime de 20 - 30 m, flișul de Poiana Stănilelor este similar litologic cu cel de Piscu cu Brazi, iar stratigrafic revine, atât geometric, cât și după unele date palinologice, Apțianului superior (Săndulescu, 1990).

Formațiunea este bine deschisă pe flancul vestic al masivului Ceahlău și a fost examinată de noi la obârșia pâraielor Bistra Mare și Bistra Mică, unde se observă o alternanță ritmică de strate de gresii și argile; argilele au aspect silto - nisipos, iar gresiile sunt dure, cu hieroglife pe talpă, cenușii - albăstrui în spărtură, cu aureolă externă de alterare feruginoasă, maronie.

Sub microscop, o asemenea gresie (proba 417) indică un conținut în cuarț de până la 71%, urmat în ordinea frecvenței de materialul litic, constituit din biotit și muscovit (9%), șisturi cloritoase și gnaise (3%), calcare micritice și cherturi (5%); feldspații potasici și plagioclazi ajung la 12%; atât cuarțul cât și feldspații sunt corodați și substituiți prin calcită. Aureola maronie feruginoasă este dată de limonitizarea biotitului; liantul este un ciment calcitic de pori; proba analizată cade în cîmpul arenitelor litofeldspatice (fig. 81).

Caracterul argilo - siltic al termenilor finali ai ritmurilor este clar dovedit de analiza granulometrică a unei probe de control (proba 418), în care fracțiunea argiloasă nu depășește 50 % (tabelul 21). Fracțiunea silto - arenitică înglobează cuarț, sericit - muscovit, feldspați puternic alterați, rare cherturi, clorit, turmalină, epidot și zircon; valorile celor trei componenți, carbonații, argila și fracțiunea silto - nisipoasă plasează proba în discuție în câmpul argilelor siltice (fig. 82).

3.2.4. Considerații chimice

Din digitația de Durău, mai precis, din formațiunile de Piscu cu Brazi, Poiana Maicilor și Stânile au fost analizate chimic un număr de 10 probe, din care 5 de siltite, marne și argile și 5 de gresii (tabelul 22).

Gresiile. Am văzut, deja, că gresiile din cele trei formațiuni corespund, mineralogic, unor arenite litice și litofeldspatice. Analizele chimice efectuate pe cele 5 probe (tabelul 22) indică, cum era și de așteptat, valori scăzute ale silicei (48 - 67%) și destul de ridicate ale aluminei (9 - 18%). În diagrama cu suport chimic (fig. 84) probele respective cad atât în câmpul litarenitelor, cât și a wackelor. Aspectul microscopic evidențiază, cel mai adesea, un ciment calcitic, ceea ce corespunde varietăților arenitice; deplasarea probelor spre câmpul wackelor se explică prin abundența mineralelor micacee, care, după cum am văzut, pot depăși 25% din fracțiunea litică. Din exemplul de față se deduce încă o dată relativitatea criteriului chimic în diagnosticul gresiilor.

Siltitele, marnele și argilele. Conform cu principalii componenți, termenii finali ai ritmurilor din flișul de Piscu cu Brazi, Poiana Maicilor și Stânile se încadrează în categoria siltitelor argiloase, marnelor și argilelor siltice sau silto - nisipoase. La prima vedere, compoziția chimică a acestor roci și, în special, a argilelor, vine în contradicție cu încadrarea lor petrografică. Ne-am fi așteptat la valori mari ale silicei și mult scăzute în Al_2O_3. Or, valorile silicei nu depășesc 55% în timp ce conținutul în Al_2O_3 se ridică la 24 - 29%.

O anume contradicție apare și în cazul în care se compară la aceste probe conținutul în fracțiunea argiloasă cu raportul molar SiO_2/ Al_2O_3. Faptul se observă clar în figura 85, de unde se deduce că, deși conținutul în argilă este scăzut (18 - 41%), valorile raportului molar se înscriu între 2,8 - 2,4, specifice, după cum se știe, unor veritabile argile. Valorile ridicate ale Al_2O_3 se datorează, fără nici o îndoială, abundenței în aceste roci a mineralelor micacee (muscovit, biotit, clorit),

care, după cum am văzut, în secvențele grezoase din baza ritmurilor ajung până la peste 25% din fracțiunea epiclastică. Faptul arată că termenii finali ai ritmurilor sunt de natură preponderent turbiditică, cumulând, probabil, mult material micaceu de granulometrie fină. Pe de altă parte, reiese cu claritate că în cazul rocilor lutito - siltice, bogate în minerale cu aport ridicat de Al_2O_3 (mice, feldspați, etc) raportul molar SiO_2/ Al_2O_3, utilizat pentru evidențierea silicei libere rămâne inaplicabil și poate duce chiar la erori de interpretare.

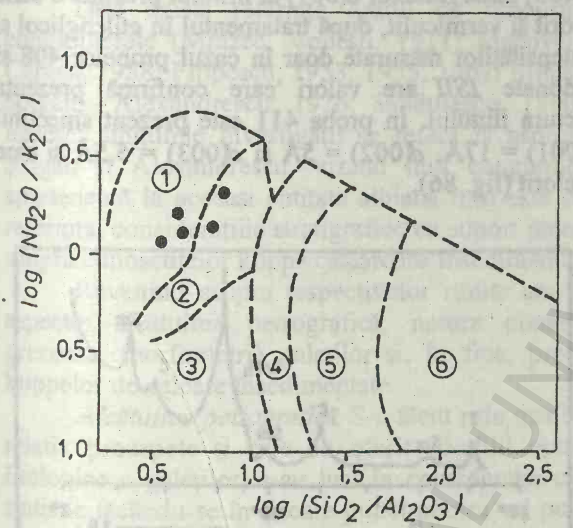


Fig. 84. Proiecția gresiilor din Digitația de Durău în diagrama de clasificare cu suport chimic: *1* – graywacke; *2* – arenite litice; *3* – arcoze; 4– subarcoze; *5* – sublitarenite; *6* – cuarțarenite.

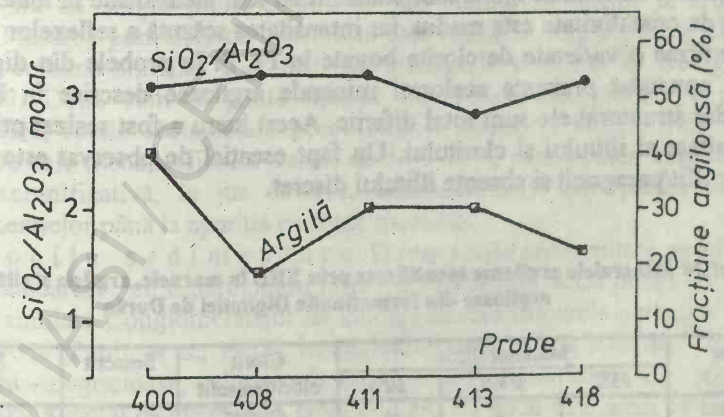


Fig. 85. Valorile raportului molar SiO_2/Al_2O_3 comparate cu procentul de argilă din rocile cu aspect lutitic ale Digitației de Durău.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

3.2.5. Mineralogia fracțiunii argiloase

Compoziția mineralogică a fracțiunii sub 2μ din siltitele argiloase, marnele și argilele provenite din formațiunile digitației de Durău, este dată de materialul illitic, clorit și smectit (tabelul 24). Materialul illitic este compus dintr-un amestec de structuri mixte interstratificate regulate, illit/smectit ($R = 2$; $R = 3$), illit/paragonit și illit "open". Prezența structurilor mixte de tipul illit/vermicului/clorit a fost semnalată într-o singură probă (408) unde reflexul $d(001)$ al illitului prezintă o serie de efecte de interferență între clorit și vermiculit, după tratamentul în etilenglicol și calcinare la 500°C. Raportul intensităților măsurate doar în cazul probelor 408 și 411 pe structurile mixte ordonate *ISII* are valori care confirmă prezența componentei smectitice în structura illitului. În proba 411 este prezent smectitul bine evidențiat prin reflexul $d(001) = 17Å$, $d(002) = 5Å$ și $d(003) = 5,5Å$ și care este asociat cu material illitic și clorit (fig. 86).

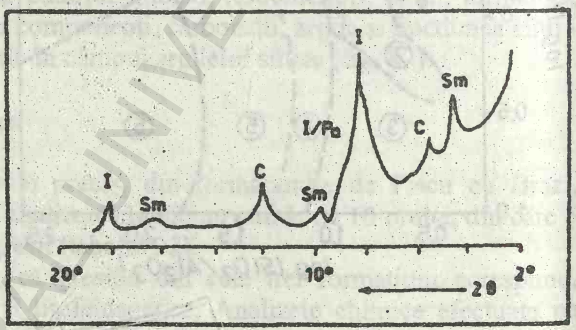


Fig. 86. Spectrul XRD al unei probe (411) de siltite argiloase din gresia de Poiana Maicilor : *Sm* – smectit; *C* – clorit; *I* – illit; *I/Pa* – illit - paragonit.

Cloritul și structurile mixte clorit/smectit au fost identificate în toate probele. Gradul lor de cristalinitate este mediu, iar intensitatea scăzută a reflexelor $d(003)$ și $d(004)$ confirmă o varietate de clorite bogate în Fe. Și în probele din digitația de Durău s-a constatat prezența acelorași minerale argiloase descrise în Pânza de Teleajen, dar structural ele sunt total diferite. Acest lucru a fost sesizat prin indicii de cristalinitate ai illitului și cloritului. Un fapt esențial de observat este prezența structurilor illit/paragonit și absența illitului discret.

Tabelul 24. **Mineralele argiloase identificate prin XRD în marnele, argilele și siltitele argiloase din formațiunile Digitației de Durău**

Probe	Material illitic			Clorit clorit/smectit	Smectit	I_R
	ISII	*I/V/C*	*I/Pa*			
400	+	-	+	*C; C/S*	-	nedet.
408	+	+	-	*C*	-	1,09
411	+	-	+	*C/S*	+	1,21
418	+	-	+	*C;C/S*	-	nedet

3.2.6. Conglomeratele de Ceahlău

Cum bine se știe, Conglomeratele de Ceahlău groase de 500 - 600 m constituie ultimul termen al pânzei cu același nume în sectorul central și nordic al Carpaților Orientali și sunt similare celor din Hăcigosu - Stânișoara și Ciucaș - Zăganu.

Deși există referințe destul de timpurii și numeroase asupra acestor conglomerate (Mrazec, Voitești, 1911; Macovei, Atanasiu, 1920; Preda, 1939; Cernea, 1958; Filipescu, 1953, 1955, 1967; Mihăilescu *et al.*, 1967; Băncilă, 1958; Șoigan, Alexandrescu, 1976; Săndulescu, 1990), studiile de mai mare detaliu lipsesc; singurele investigații se referă la aspectul lor petrografic și aparțin lui Șoigan și Alexandrescu, vizând însă conglomeratele din Piatra Sură a căror apartenență la aceeași entitate albiană încă este controversată. Adăugăm la aceste referințe, considerațiile stratigrafice cu suport paleontologic făcute de Grasu (1965) asupra cunoscutelor klippe calcaroase însedimentate în masa conglomeratelor .

Revenind asupra respectivelor rudite am încercat să abordăm următoarele aspecte: alcătuirea petrografică, natura cimentului, petrografia intercalațiilor grezoase, morfometria galeților și, în fine, problema ariilor sursă și implicit a klippelor de calcare însedimentate.

Alcătuirea petrografică. S-a făcut prin analiză statistică pe suprafețele expuse relativ proaspete și care au oferit condiții optime pentru recunoașterea naturii litologice a galeților; s-au luat în considerație clastele de peste 20 mm, calculul statistic făcându-se în fiecare punct pentru cel puțin 1000 din acestea. Punctele de observație se plasează spre capătul nordic al masivului și anume sub Pietrele Late, la 1300 și 1500 m, sub Detunate (1600 m), la baza vârfului Toaca (1840 m) și apoi imediat sub acesta (1860 m); în sectorul sudic al masivului s-au făcut observații și probare într-un singur punct și anume sub Gardul Stănilelor la altitudinea de 1430m. Plasarea punctelor de observație este redată în schița geologică din figura 87 și în coloana sintetică (fig. 88), iar rezultatele studiului în ciclogramele din figura 89. După cum se poate deduce din aceste ciclograme pe grupe mari petrografice, rocile sedimentare predomină în proporții situate între 51 - 66%, urmate de cele metamorfice cu valori de 33 - 48%; participarea magmatitelor este total nesemnificativă, în jur de 1%, diminuându-se spre partea superioară a conglomeratelor până la apariția cu totul sporadică.

R o c i l e s e d i m e n t a r e. Dintre rocile sedimentare pe primul loc se situează calcarele , cu o participare între 48 - 64%; din acest punct de vedere sunt aproape similare Conglomeratelor de Bucegi în care calcarele participă în proporții de 48 - 73% (Panin *et al.*, 1963). În exclusivitate calcarele sunt alb - cenușii, până la cenușiu - negricioase, pelitomorfe sau mai larg cristalizate și diaclazate. Studiul microfacial a arătat că avem de a face, de fapt, cu două categorii: calcare de facies pelagic și de natură neritico - recifală.

Calcarele din prima categorie sunt biomicrite cu *Globochaete alpina* și *Tintinnidae* printre care *Calpionella alpina*, *C. elliptica* și *Tintinnopsella carpathica.* Celelalte sunt micrite, pelmicrite și biopelsparite cu alge (*Cayeuxia*) și foraminifere bentonice (*Miliolidae*, *Textulariidae*). Primele par să provină din Malm -

Neocomianul de tip Strate cu *Aptychus,* specific domeniului bucovinic, sens în care pledează și prezența rară a unor galeți cu resturi de *Aptychus*; calcarele algolitice este posibil să fie urgoniene.

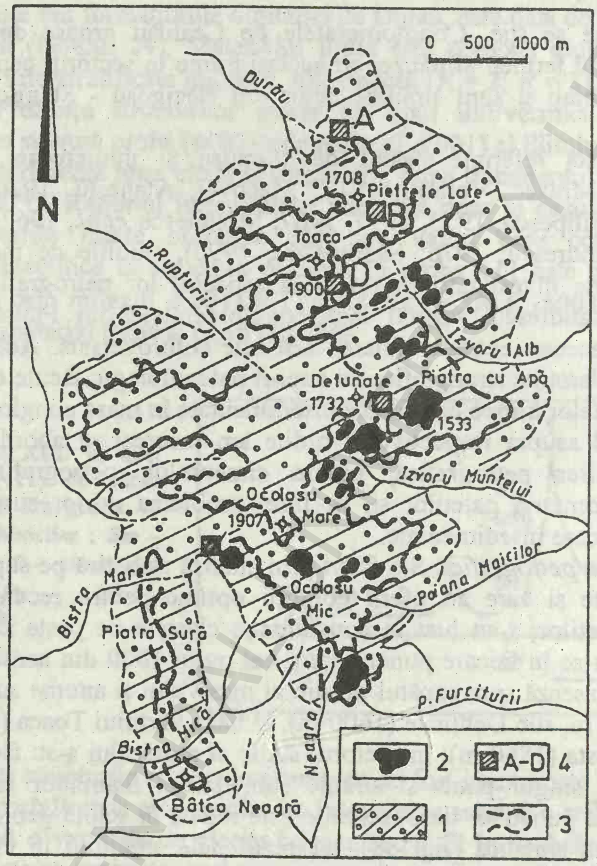


Fig. 87. Masivul Ceahlău - aria de răspândire a conglomeratelor albiene: *1* – conglomerate; *2* – olistolite de calcare urgoniene; *3* – abrupturi; *4* – puncte de analiză petrografică și probare.

Dintre rocile sedimentare sunt apoi de amintit gresiile, microruditele și silicolitele, respectiv jaspurile și radiolaritele. Gresiile sunt cel mai adesea violacee, iar microruditele au caracter cuarțitic. Primele amintesc depozitele seisiene iar cele din urmă jaspurile și radiolaritele callovian - oxfordiene, depozite specifice sistemului pânzelor bucovinice; participarea acestor roci incluse la "alte categorii" este destul de scăzută, respectiv între 2 - 5% (fig. 89). Trebuie menționată însă, absența semnificativă a unor roci din zona central - carpatică , semnalată de fapt pentru prima dată de către Șoigan, Alexandrescu (1976); este vorba de dolomitele triasice, calcarele roșii de Adneth, la care noi adăugăm lipsa calcarelor roșii de tip *Acanthycum.* Cu alte cuvinte lipsește Triasicul dolomitic specific pânzelor

bucovinice şi termenii calcaroşi din pânza transilvană de Hăghimaş. Considerăm că lipsa dolomitelor triasice este o certitudine, întrucât controlul tuturor galeţilor celor 5 probe analizate (şi morfometric), a indicat în exclusivitate prezenţa calcarelor.

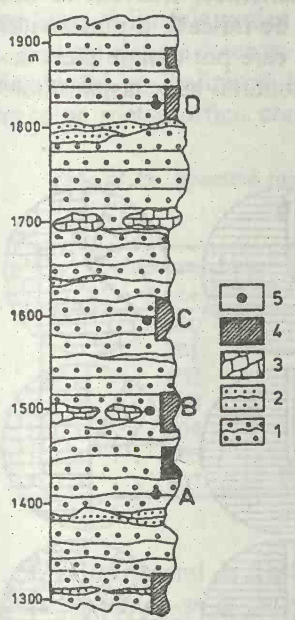


Fig. 88. Coloana sintetică a Conglomeratelor de Ceahlău: *1* – conglomerate albiene; *2* – gresii; *3* – olistolite de calcare urgoniene; *4* – puncte de analiză petrografică; *5* – probe de galeţi calcaroşi.

R o c i l e m e t a m o r f i c e. Două categorii de cristalin predomină în aceste conglomerate şi anume: cuarţurile şi gnaisele. Cuarţurile, izolate după Băncilă (1958), din masa unor şisturi clorito - sericitoase, sunt albe sau gălbui, cărora foarte rar li se adaugă cuarţite negre; participarea lor urmează calcarelor, cu valori între 17 - 25%. Gnaisele reprezintă a treia categorie petrografică după calcare şi cuarţuri cu procente de 11 - 23%; sunt gnaise albe, muscovitice sau muscovito - biotitice, dar mai ales gnaise oculare roşii specifice grupului de Bretila - Rarău; pe alocuri ele prezintă trăsăturile unor granitoide cu slab caracter gnaisic. Dintre rocile cristalofiliene mai sunt de semnalat amfibolitele, micaşisturile, diferitele varietăţi de epimetamorfite (şisturi cuarţito - sericitoase sau cuarţito - cloritoase) sau metatufurile bazice şi acide; toate cuprinse în grupa "alte categorii" participă în procente de 1 - 4%.

R o c i l e m a g m a t i c e. Au o participare cu totul nesemnificativă, distingându-se mai ales diabazele, uneori cu caracter amigdaloid şi foarte rar elemente lamprofirice.

Cimentul conglomeratelor. Are aspect grezos de la grosier până la microruditic, este pronunţat muscovitic, de culoare cenuşie, cu alteraţii gălbui - feruginoase până la maronii. Analiza microscopică a probelor de ciment (800, 802, 804, 807) indică o gresie la care cuarţul participă în procente de 50 - 63%; cuarţul policristalin prevalează asupra celui monogranular, iar caracterul său sutural arată că provine în majoritate din şisturi cristaline.

Materialul litic în procente de 28 - 40% este format din metaclaste şi sediclaste, ultimele prevalând uşor asupra primelor, alteori fiind aproape la paritate. Litoclastele metamorfice sunt atât mezo cât şi epi: din prima categorie sunt de notat

fragmentele de gnaise și granitoide, micașisturile, șisturile cuarțito - biotitice; apar și fragmente cu structuri mirmekitice. Dintre epimetamorfite se disting obișnuitele șisturi cuarțito - sericitice sau cuarțito - clorito - sericitice; frecvent se observă granați. Trebuie menționată frecvența, uneori destul de ridicată, a muscovitului și biotitului, încadrate, se înțelege, la materialul litic și care pot ajunge până la 18% (proba 807); cloritizarea și mai apoi limonitizarea biotitului sunt răspunzătoare de culoarea gălbuie până la maronie a cimentului.

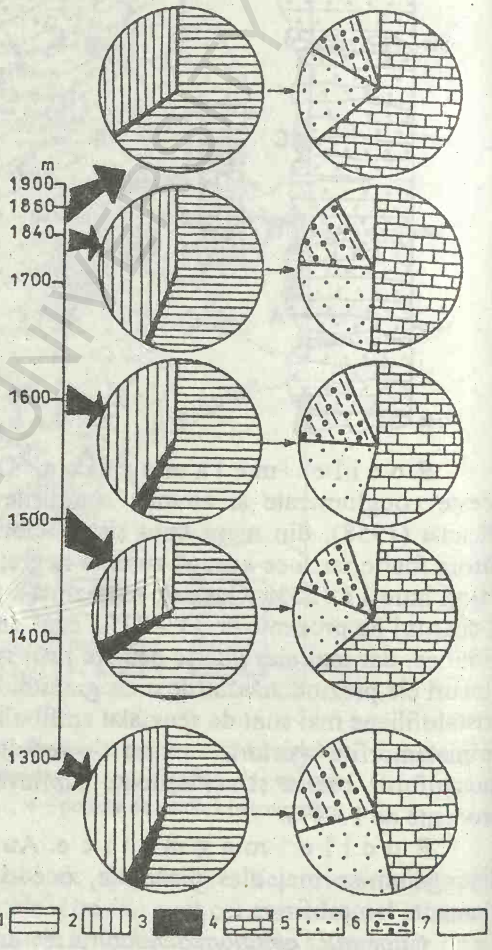


Fig. 89. Compoziția petrografică a Conglomeratelor de Ceahlău: *1*– sedimentar; *2* –metamorfic; *3*– magmatic; *4* – calcare; *5*– cuarțuri; *6* – gnaise; *7* – alte categorii.

Litoclastele sedimentare sunt constituite în exclusivitate din micrite cu tintinnide și radiolari, pelsparite, sparite grezoase și cherturi. Feldspații (5 - 10%) sunt cel mai frecvent potasici (ortoclaz și microclin) și mai rar plagioclazi, primii fiind adesea sericitizați, caolinizați sau substituiți prin calcită. Într-o singură probă (802) au fost observate și litoclaste de diabaze spilitizate. Întreg acest material este

BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARĂ IAȘI

legat de o calcită larg cristalizată cu caracter de ciment pelicular sau de pori. Plasate în diagrama *QFL*, probele cad în câmpul arenitelor litice și litofeldspatice (fig. 90); conținuturile ridicate în carbonați (35 - 53%; tabel 25) arată că ele sunt de fapt arenite litice și litofeldspatice calcaroase; în cazul probei 802, carbonații depășesc 50%, ceea ce denotă trecerea cimentului de la caracterul grezos la unul calcaro - grezos; faptul se realizează la nivelele la care litoclastele calcaroase prevalează asupra celor metamorfice, conferindu-i cimentului trăsăturile unui subcalcarenit.

Tabelul 25. **Spectrul compozițional al cimentului și al intercalațiilor de gresii din Conglomeratele de Ceahlău**

Componenți % → Probe ↓	Carbonați	Reziduu insolubil
800	39,60	60,40
801	35,40	64,60
802	53,12	46,88
803	31,96	68,04
804	39,15	60,85
805	27,27	72,73
807	35,77	64,23

Gresiile. Destul de frecvent raportul galeți - liant se schimbă în favoarea celui din urmă, trecându-se la paraconglomerate și apoi la gresii. Intercalațiile grezoase au uneori grosimi foarte reduse de 20 - 30 cm, efilându-se; alteori ating 4 - 5 m sau 10 - 15 m. Cele mai groase nivele grezoase apar la Pietrele Late și apoi în Vf. Lespezi.

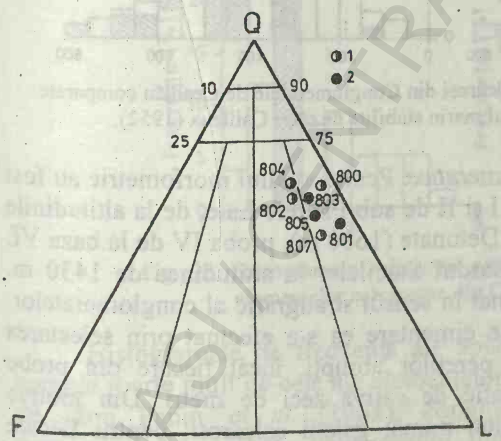


Fig. 90. Proiecția probelor din cimentul și gresiile intercalate Conglomeratelor de Ceahlău: *1* – ciment; *2* – gresii intercalate.

Analiza acestor gresii se bazează pe studiul a trei probe care provin din Vf. Lespezi (proba 805), Pietrele Late (proba 803) și nivelul grezos din extremitatea nordică a masivului situat între 1370 m și 1385 m (proba 801). În asemenea gresii, ca și în ciment, cantitatea de cuarț mono- și policristalin prezintă valori reduse, între 53 - 61%, în timp ce litoclastele se situează între 31 - 44%. Metaclastele includ aceleași șisturi mezo- și epimetamorfice, constituite din gnaise și granitoide,

micașisturi, șisturi cuarțo - biotitice, sericito - și clorito - cuarțoase, alături de frecvenți granați; biotitul este adesea limonitizat. Sediclastele aparțin calcarelor micritice, microsparitice și cherturilor. Liantul este un ciment sparicalcitic, pelicular sau de pori. Plasate în diagrama *QFL*, gresiile respective cad în câmpul arenitelor litice, conținutul în carbonați (27 - 35 %), conferindu-le un pronunțat caracter calcaros.

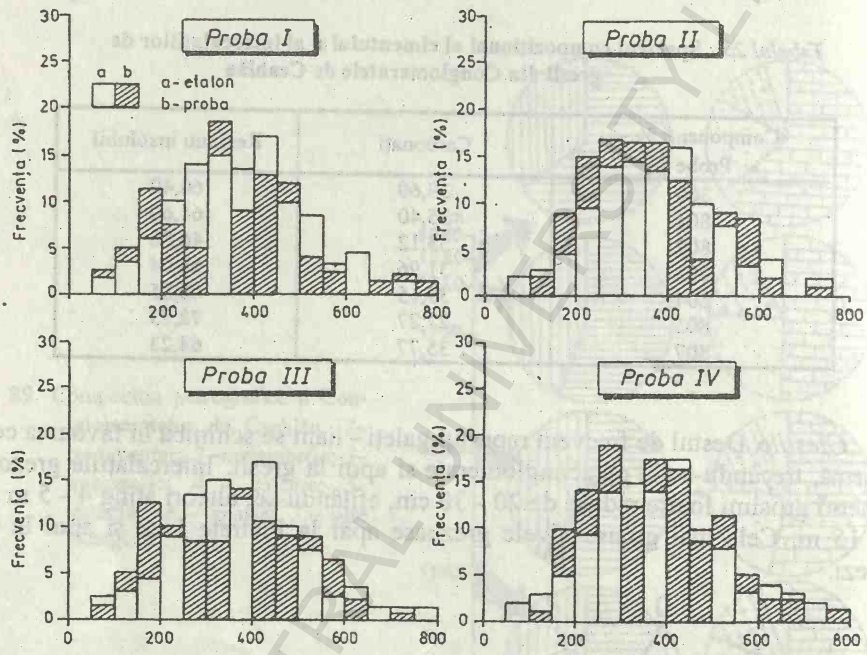


Fig. 91. Histogramele rotunjirii galeților calcaroși din Conglomeratele de Ceahlău comparate cu histogramele etalon pentru mediul marin stabilite de către Cailleux (1952).

Morfometria elementelor conglomeratice. Pentru studiul morfometric au fost prelevate cinci probe, și anume: proba I și II de sub Pietrele Late, de la altitudinile de 1400 m și 1500 m, proba III de sub Detunate (1600 m), proba IV de la baza Vf. Toaca (1840 m) și proba V de sub Gardul Stănilelor la altitudinea de 1430 m. Menționăm că probarea este făcută numai în sensul stratigrafic al conglomeratelor. În plus, din cauza gradului avansat de cimentare ea s-a efectuat prin selectarea galeților din acumulările de la baza pereților abrupți, încât fiecare din probe privește, de fapt, un interval stratigrafic de câțiva zeci de metri. Din motive cunoscute (Cailleux, 1945) s-au recoltat numai galeții calcaroși; pentru fiecare probă s-au prelucrat între 100 și 150 de galeți. S-au măsurat cei trei parametri (*a,b,c*), A_C și r_1 si s-au calculat indicii Cailleux ai aplatizării, rotunjirii și asimetriei (tabelul 26). Dimensiunile extreme ale elementelor supuse măsurătorilor au fost de 22 și, respectiv, 80 mm; majoritatea lor au revenit clasei de 40 - 60 mm.

În vederea evaluării gradului de prelucrare a materialului ruditic și a reconstituirii mediului morfodinamic am încercat, mai întâi, utilizarea diagramei morfogenetice a lui Tricart (1965), după indicii de rotunjire și aplatizare ai lui

Cailleux. Pentru toate probele I - V se observă însă o dispersie mare a elementelor calcaroase între câmpurile marin și fluviatil, fără a se putea surprinde o cât de mică tendință de concentrare pe unul din ele. În această situație am comparat histogramele etalon pentru mediul marin și fluviatil stabilite de Cailleux (1952, în Tövissi, 1972) cu histogramele indicilor de rotunjire ai probelor noastre. Histogramele noastre se apropie de histograma etalon pentru mediul marin (fig. 91). Faptul reiese și din compararea valorilor abaterii standard; pentru mediul marin ea este de 130, iar pentru cel fluviatil 102, în timp ce pentru probele noastre ele sunt de 128 și 129 pentru probele II și IV și 142 și 151 pentru probele I și III.

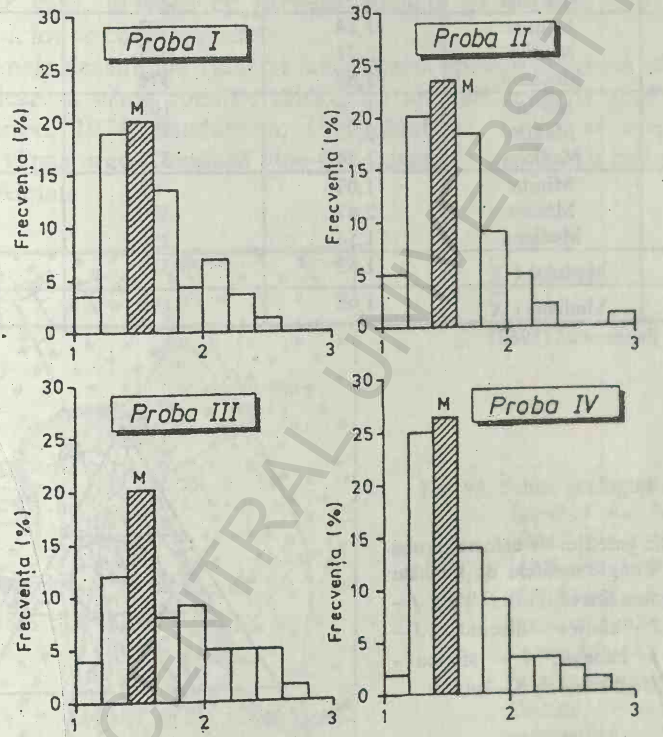


Fig. 92. Histogramele aplatizării pentru clasa de 40-60 mm (axa *a*) a elementelor calcaroase din Conglomeratele de Ceahlău.

Histogramele de frecvență ale aplatizării pentru clasa de 40 - 60 mm se apropie foarte mult de cele ale elementelor din Conglomeratele de Bucegi obținute de către Panin *et al.* (1963), conglomerate care se consideră că poartă, preponderent, amprenta transportului fluvial. Dealtfel, dacă se compară indicii morfometrici ai celor două tipuri de conglomerate (media aritmetică a medianelor) se observă că cele din Ceahlău sunt mai puțin aplatizate și au un grad de rotunjire cu mult mai ridicat, aproape dublu (tabelul 26). Gradul mai avansat de prelucrare a galeților din Conglomeratele de Ceahlău se deduce și din diagrama lui Sneed si Folk de apreciere a formei, în care majoritatea lor cad între câmpurile sferico - discoidal și sferico - cilindric (fig. 93).

Tabel 26. **Valorile unor indici morfometrici pentru elementele calcaroase din Conglomeratele de Ceahlău, comparativ cu a celor din Conglomeratele de Bucegi; clasa 40 - 60 mm**

Proba	Valori	Aplatizare	Rotunjire	Asimetrie
I	Minim	1,06	83	0,48
	Maxim	2,56	765	0,58
	Mediana	1,53	331	0,74
II	Minim	1,14	132	0,50
	Maxim	2,80	724	0,78
	Mediana	1,51	360	0,58
III	Minim	1,14	93	0,48
	Maxim	2,71	615	0,80
	Mediana	1,57	376	0,62
IV	Minim	1,16	103	0,46
	Maxim	2,76	752	0,80
	Mediana	1,54	373	0,60
V	Minim	1,09	51	-
	Maxim	2,47	620	-
	Mediana	1,54	256	-
Ceahlău	Mediana ($\overline{X}$)	1,53	339	0,63
Bucegi*	Mediana ($\overline{X}$)	1,68	190	-

* După Panin *et al.* (1963)

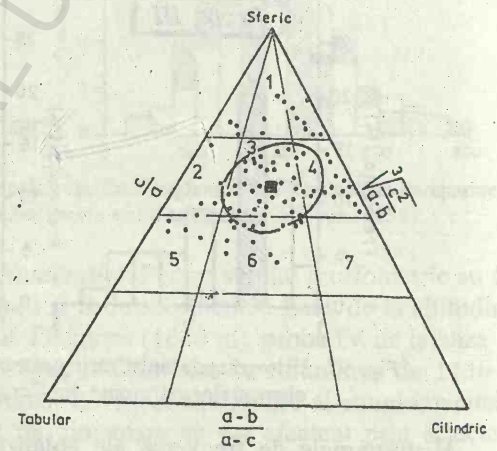


Fig. 93. Proiecția galeților de calcare (proba II) din Conglomeratele de Ceahlău în diagrama Sneed, Folk (1958); *1* – sferic; *2* – sferico - discoidal; *3* – sferico - lamelar; *4* – sferico - alungit; *5* –discoidal; *6* – lamelar.

Dacă galeții de calcare provin din aceeași sursă ca și klippele olistolitice, atunci înseamnă că distanța de transport a fost scurtă, iar gradul de rotunjire mai ridicat este în mod firesc rezultatul unei prelucrări preponderent marine. Contradicția dintre caracterul lor marin, după rotunjire, și fluvial, după aplatizare ar putea fi numai aparentă. Amintim în acest sens faptul că valori mai ridicate ale sfericității se realizează și în cazul în care prelucrarea marină se face în condițiile unei plaje mai înguste și cu o pantă mai mare (Reineck, Singh, 1975).

Klippele calcaroase și problema ariei sursă. Se cunoaște faptul că în Conglomeratele de Ceahlău există două nivele de klippe: primul situat în jurul

altitudinii de 1500 m, care înscrie și calcarul de la "Piatra cu Apă" și al doilea la nivelul Ocolașului Mic la circa 1650 m (fig. 87).

Desigur, problema care se pune este vârsta acestor calcare și de aici, condiția lor tectonică. Din acest punct de vedere ele au fost pentru cei mai mulți din autori calcare urgoniene (Macovei, Atanasiu, 1920; Cernea, 1952; Băncilă, 1958), acumulate sincron cu conglomeratele. În câteva cazuri (Mrazec, Voitești, 1911; Preda, 1939) au fost considerate jurasic superioare, jalonând planul de șariaj al unei pânze (Pânza Conglomeratelor de Bucegi - Zăganu - Ceahlău sau Pânza Moldavă); urgoniene dar alohtone au fost considerate de către Filipescu (1953, 1955, 1967). Vârsta lor urgo - apțiană a fost ulterior argumentată biostratigrafic de către Grasu (1965), autor care, în ceea ce privește statutul lor tectonic, s-a raliat ideii sincronismului lor cu conglomeratele.

În ultimele decenii s-a ajuns la convingerea aproape unanimă că este vorba totuși de calcare a căror condiție olistolitică nu mai poate fi pusă la îndoială (Mutihac, Ionesi, 1974; Săndulescu, 1990; Mutihac, 1990); se invocă simplul argument că vârsta urgo - apțiană vine în contradicție cu aceea a conglomeratelor încadrate în Albian.

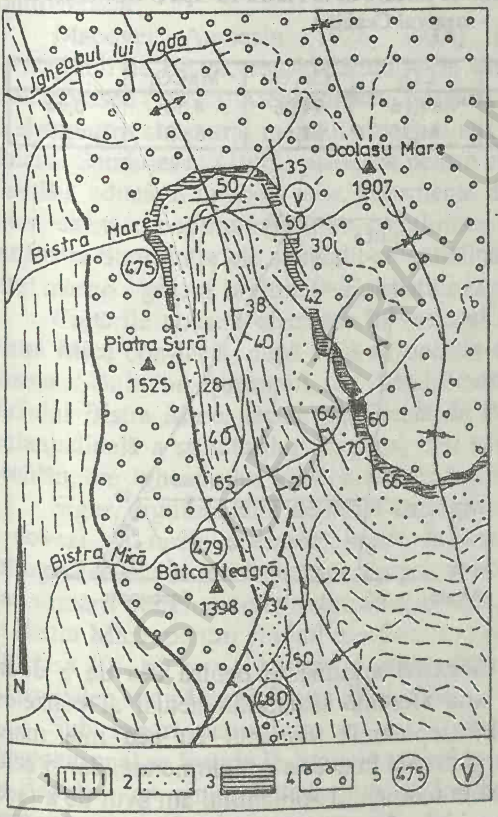


Fig. 94. Schița geologică a perimetrului Jgheabul lui Vodă - Bâtca Neagră din masivul Ceahlău (după Săndulescu 1990, cu completări): *1* – Flișul de Piscu cu Brazi; *2*– Gresia de Poiana Maicilor; *3*– Flișul de Stânile; *4* – Conglomeratele de Ceahlău; *5* – puncte de analiză petrografică și probare.

Sub raport microfacial, calcarele ambelor nivele n-au relevat nimic deosebit, cu excepția caracterului lor micritic și a prezenței rare a unor foraminifere bentonice

(*Miliolidae, Textulariidae*); conținutul lor în carbonați pe două probe, de la Piatra cu Apă (806) și de pe Ocolașul Mic (808) arată valori ridicate (tabel 27), specifice faciesurilor bioconstruite.

În ceea ce privește aria sursă a elementelor conglomeratice, s-a considerat dintotdeauna că ea a constituit-o aria central - carpatică, respectiv, zona cristalino - mezozoică de la vest. În ultimul timp (Săndulescu, 1990) consideră, în mod firesc, că elementele calcaroase sunt de aceeași natură urgoniană ca și klippele, idee cunoscută încă de la Filipescu (1953). În același timp atrage atenția că asemenea calcare urgoniene se găsesc numai în pânzele transilvane care, însă, nu erau deplasate în momentul sedimentării conglomeratelor. În atare situație aria sursă s-a putut situa, după autor, fie pe marginea externă a domeniului central - carpatic, pe care s-a instalat o platformă carbonatică îngustă în Barremian - Apțian, fie pe un rid la interiorul fosei Pânzei de Ceahlău, rid subșariat ulterior și acreționat în adâncime pe paleoplanul de consum al soclului flișului. Ideea se acordă întrutotul cu lipsa, după cum am văzut, a unor elemente specifice pânzelor transilvane în conglomerate.

Tabelul 27. **Compoziția chimică a două probe de calcare de la Piatra cu Apă și Ocolașul Mic - masivul Ceahlău**

Probe	CaO	MgO	Fe_2O_3	CO_2	$CaCO_3$	$MgCO_3$	RI
806	53,18	2,16	0,06	94,16	94,96	4,54	0,44
808	52,70	2,68	0,08	44,35	94,11	5,63	0,19

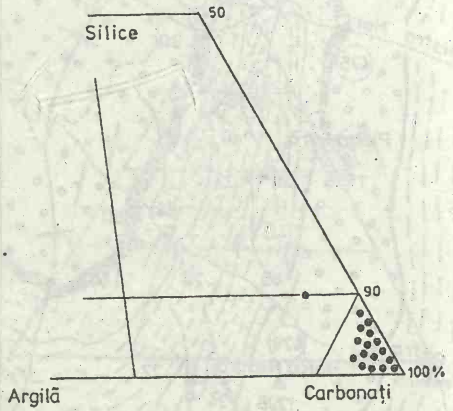


Fig. 95. Proiecția calcarelor din Conglomeratele de Piatra Sură în diagrama carbonați - silice - argilă.

În ce ne privește, considerăm că există argumente pentru cea de a doua ipoteză. Dacă sursa ar fi constituit-o aria aferentă sistemului actual al pânzelor bucovinice, în care dolomitele triasice reprezintă termenul cu cea mai mare extindere, atunci ele ar fi fost nu numai prezente în aceste conglomerate, dar și cele mai frecvente. Or, lipsa lor dovedește că la momentul Albianului am avut de a face cu o altă arie sursă din care, datorită poziției sale mai ridicate, dolomitele fuseseră deja erodate, oferind, în schimb, termenii arenito - ruditici ai Seisianului. Dealtfel, ideea unei cordiliere situată imediat la vest de aria de acumulare a conglomeratelor

aparţine lui Filipescu (1953, 1955, 1967), care pleca de la identitatea dintre galeţi şi klippele calcaroase; direcţiile de transport indică acelaşi lucru (Mihăilescu *et al.*, 1967). Calcarele pelitomorfe cu tintinnide arată că faciesul urgonian urma unui malm - neocomian de tip pelagic, specific probabil nu numai domeniului bucovinic, dar si sub- şi infrabucovinic, sens în care trebuie amintite blocurile de calcare cu *Aptychus* antrenate, uneori, pe linia Lutu Roşu (Cărbunarea Mare, valea Buzăului; Marinescu, 1962; Filipescu, 1967).

Trebuie să menţionăm că nu în acelaşi fel se pune problema pentru conglomeratele, similare stratigrafic, din Ciucaş - Zăganu. În zona de la sud, remanierea termenilor carbonatici, aşa cum ar fi calcarele de Stramberg, a început încă de la nivelul Formaţiunii de Sinaia şi a putut continua până în momentul acumulării conglomeratelor albiene; aici, însă, sursa a constituit-o Platforma Getică, autohtonă, la nord echivalentul lor aparţinând seriilor transilvane, alohtone.

Problema Conglomeratelor de Piatra Sură. Imediat la vest de sinclinalul Ceahlău se dezvoltă o bandă de conglomerate traversată de Bistra Mare la nord şi Bistra Mică la sud. Sunt conglomeratele din Bâtca Neagră şi Piatra Sură. Vârsta şi apartenenţa lor structurală au constituit şi mai constituie încă o chestiune controversată.

Macovei, Atanasiu (1926, 1934) le-au plasat la partea superioară a Formaţiunii de Bistra, considerându-le de vârstă apţiană. Aceleiaşi idei i s-au raliat Alexandrescu (1969), Alexandrescu, Şoigan (1976). Băncilă (1958) a fost de părere că ele aparţin structural marelui sinclinal al Ceahlăului, având în consecinţă vârsta albiană. Săndulescu (1990) pledează pentru similitudinea lor cu conglomeratele de Ceahlău, aducând în acest sens, argumente de ordin cartografic - structural. După autor, există o continuitate între conglomeratele din sinclinalul Ceahlăului şi cele din Piatra Sură, între ele situându-se anticlinalul Poiana Stănilelor, care aduce la zi flişul marno - grezos ruginiu (= Formaţiunea de Piscu cu Brazi).

Cartările noastre efectuate în sectorul de obârşie a pâraielor Bistra Mare şi Bistra Mică confirmă, după cum se deduce din figura 94, existenţa anticlinalului Poiana Stănilelor, presupus de Săndulescu(1990); măsurătorile de la obârşia pârâului Bistra Mare, făcute pe Gresia de Poiana Maicilor indică clar terminaţia perianticlinală a structurilor; în plus, mai spre nord, poziţiile conglomeratelor de Ceahlău, din Jgheabu lui Vodă, arată suprapunerea lor pe acest periclin anticlinal.

Sigur, argumentelor de ordin cartografic - structural ar trebui să li se adauge şi dovezi de ordin sedimentologic. În această idee s-au făcut observaţii atât petrografice cât şi morfometrice asupra acestor rudite. Pentru spectrul petrografic s-au urmărit conglomeratele din două profile, unul deschis de Bistra Mare şi altul de Bistra Mică; pentru studiul morfometric s-au selectat câte 100 galeţi de calcare din clasa 30 - 60 mm şi anume, o probă din extremitatea nordică (475) şi două din extremitatea sudică a masivului (479, 480).

Sub raport petrografic se poate observa din tabelul 28 că spectrul lor compoziţional se înscrie în limitele variaţiilor pe care le prezintă şi Conglomeratele de Ceahlău, cu singura deosebire că în Piatra Sură, în cadrul metamorfitelor, cuarţurile prezintă valori uşor mai ridicate.

Dintre şisturile cristaline se observă aceleaşi tipuri petrografice, şi anume: gnaise, micaşisturi, paragnaise, şisturi cuarţito - biotitice, clorito - sericitice, filite; gresiile cele mai frecvente sunt violacee. amintind depozitele seisiene de tip

bucovinic. Calcarele au fost diagnosticate de Șoigan și Alexandrescu (1976) drept kimmeridgian - tithonice, cât și tithonic - neocomiene. Aceiași autori consemnează lipsa unor depozite specifice actualei zone cristalino - mezozoice, și anume a dolomitelor triasice și a calcarelor de Adneth din pânzele transilvane, fapt ce se verifică, după cum am văzut, și în cazul Conglomeratelor de Ceahlău și Chisirig.

Tabelul 28. **Compoziția petrografică comparativă a Conglomeratelor de Chisirig, Piatra Sură și Ceahlău**

Componenți (%)	Calcare	Gresii	Cristalin	
			Șisturi	Cuarțuri
Chisirig	59	17	3	21
Ceahlău	48	2	26	24
	64	2	16	18
	54	2	19	25
	50	5	20	25
	64	3	14	19
	66	8	11	15
Piatra Sură	47	4	12	37
	52	9	4	35

Am analizat și noi galeți de calcare din aceste conglomerate, atât microfacial cât și chimic, grupând aceste calcare după aspectul macroscopic în trei categorii: calcare cenușiu - negricioase și negre, calcare cenușii și cenușiu - albicioase și calcare roșii.

Calcare cenușiu - negricioase și negre. Varietățile cenușiu - negricioase și negre sunt, sub raport microfacial, cel mai des micrite sau microsparite până la sparite cu foarte rare foraminifere bentonice din familia miliolidelor. În unele din ele se observă cuarț, paiete de sericit, feldspați de neoformațiune și rar glauconit. Parte din asemenea calcare sunt biopelmicritice cu extraclaste de cuarț monocristalin și metacuarțite și foarte rari feldspați detritici; calcarele respective prezintă conținutul cel mai scăzut în carbonați.

Tabelul 29. **Spectrul compozițional al clastelor de calcare din Conglomeratele de Piatra Sură**

Tipuri petrografice	Carbonați (%)	Argilă(%)	Silt + nisip (%)
Calcare negre	84,42 - 98,85	0,16 - 5,60	0,41 - 9,98
Calcare cenușii	93,83 - 99,45	0,26 - 4,38	0,00 - 2,75
Calcare roșii	96,84	1,43	1,73

Reziduul insolubil rămas după determinarea carbonaților este de dimensiuni siltice și, obișnuit, cuprinde, în ordinea frecvenței, cuarț mono- și policristalin, feldspați detritici sericit, argilite limonitice, glauconit, clorite și chiar minerale grele, în special, granați, epidot, rutil, turmalină și zircon; în unele din ele predomină feldspații autigeni cu contururi idiomorfe.

Calcare cenușii și cenușiu - albicioase. Acestea au, în general, aspect

pelitomorf și corespund microscopic unor micrite cu rare bioclaste, biomicrite și chiar biopelsparite și biopelmicrite. Parte din biopelsparite și biopelmicrite sunt sigur de origine recifală, așa cum demonstrează fragmentele de alge (*Cayeuxia*), briozoare, teste și spini de echinide, foraminifere bentonice (*Miliolidae Textulariidae*); sunt destul de frecvente și microoncolitele.

Se întâlnesc și biomicrite de origine pelagică cu *Globochaete alpina* Lomb., radiolari calcitizați și mai ales *Tintinnidae*, respectiv, specii de *Calpionella alpina* Lor., *Calpionella elliptica* Cad. și *Tintinnopsela carpathica* (Murg. et Fil).

Tabelul 30. **Valorile unor indici morfometrici pentru galeții de calcare din Conglomeratele de Chisirig și Piatra Sură**

Probe	Valori	Aplatizare	Rotunjire	Asimetrie
Piatra Sură 475	Minim	1,15	51	0,52
	Maxim	4,09	580	0,88
	Mediană	1,75	231	0,61
479	Minim	1,20	30	0,51
	Maxim	2,92	736	0,81
	Mediană	1,62	177	0,61
480	Minim	1,14	73	0,51
	Maxim	2,18	706	0,80
	Mediană	1,72	247	0,64
Chisirig	Minim	1,20	67	0,50
	Maxim	3,16	600	0,75
	Mediană	1,63	232	0,56

În reziduu, materialul epiclastic este constituit din cuarț, feldspați detritici, sericit, cherturi, argilite limonitice și minerale grele (turmalină, epidot și zircon); în jumătate din probele analizate, în reziduul insolubil predomină feldspații autigeni, idiomorfi. Aceste calcare prezintă conținuturi ridicate de carbonați, între 93 - 99%, varietățile pelagice oscilând spre limita inferioară, iar cele algolitice, recifale, spre limita superioară (tabelul 29).

Calcare roșii. Sunt destul de rare, iar microfacial au aspectul unor intrabiopelmicrite, cu foraminifere bentonice, teste și spini de echinide, secțiuni prin bivalve cu cochilia groasă; intraclastele sunt pelmicritice și se asociază cu microoncolite. În reziduul insolubil se observă cuarț, feldspați, clorite, sericit și minerale grele (turmalină, epidot și zircon).

Tabelul 31. **Valorile unor indici morfometrici pentru clastele de calcare din Conglomeratele de Chisirig și Piatra Sură în comparație cu a celor din Ceahlău**

Conglomerate	Valori	Aplatizare	Rotunjire	Asimetrie
Chisirig	Mediană	1,63	232	0,56
Piatra Sură	Mediana($\overline{X}$)	1,69	218	0,62
Ceahlău	Mediana($\overline{X}$)	1,53	339	0,63

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În concluzie, clastele de calcare din conglomeratele de Piatra Sură sunt atât de origine pelagică, cât și de origine neritico - recifală, iar după conținutul în carbonați, ele se clasifică, cu o singură excepție, în categoria calcarelor propriu - zise (fig. 95). Trăsăturile microfaciale sunt identice celor din Conglomeratele de Ceahlău, dovedind aceeași vârstă și, în același timp, aceeași arie sursă. În ceea ce privește studiul morfometric al galeților de calcare, pe cele trei probe amintite, rezultatele sunt sintetizate în tabelele 30, 31. Din aceste date reies valori ale medianei aplatizării și rotunjirii mult mai apropiate de conglomeratele de Chisirig, decât de a celor din Ceahlău; numărul de probe este prea redus, însă, pentru ca aceste concluzii de natură morfometrică să poată trece înaintea celor structural - stratigrafice și, în parte, petrografice.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

4. PÂNZA DE TELEAJEN

A fost intuită și conturată inițial de către Băncilă (1952, 1958) sub numele de Unitatea Est - internă și corespunde cu Pânza internă inferioară (Filipescu, 1955; Filipescu *et al.,* 1961) sau Pânza flișului curbicortical (Dumitrescu *et al.,* 1962; Săndulescu, Săndulescu, 1965; Contescu, 1966; Dinu, 1985; Săndulescu, 1990). În același timp a circulat și denumirea de Pânza de Teleajen, pe care o preluăm și noi în consens cu necesitatea utilizării termenilor cu semnificație toponimică (Popescu, 1958; Murgeanu *et al.,*1961; Ștefănescu, 1967, 1969; Gräf, 1975; Mutihac, Ionesi, 1974; Mutihac, 1990).

În cercetările de început s-au separat în coloana pânzei Stratele de Palanca și Gresia de Cotumba (Băncilă, 1958), echivalente cu ceea ce în sudul Carpaților Orientali, Popescu (1958) și Marinescu (1962) au descris sub numele de Seria de Teleajen și Gresia de Sita - Tătaru.

Cercetările din ultimele decenii au dus la o imagine cu mult mai completă asupra acestei unități structurale, încât la nivelul cunoștințelor actuale coloana sa include următorii termeni litostratigrafici: Formațiunea de Plăieși, Formațiunea de Toroclej, Formațiunea curbicortical inferioară, Gresia de Cotumba, Conglomeratele și Gresia de Lețești, Formațiunea curbicortical superioară și Gresia de Neagra Mică (fig. 96; Săndulescu, Săndulescu, 1965; Dinu, 1985; Săndulescu, 1990).

Să consemnăm că, după unii autori (Dinu, 1985), n-ar exista o continuitate stratigrafică între Formațiunea curbicortical inferioară și "seria de tranziție" din bază, respectiv formațiunile de Plăieși și Toroclej, încât ultimele două entități s-ar constitui într-o digitație inferioară a Pânzei de Teleajen. Observațiile noastre făcute în valea Ața și Secu - Bicaz nu indică însă, nici un deranjament tectonic, dispunerea lor făcându-se, cel puțin geometric, în succesiune normală. În plus, este de observat că digitația presupusă nu are nimic comun cu Pânza de Macla de la est cu toate că separarea celei din urmă s-a făcut prin restrângerea areală a "seriei de tranziție" (Săndulescu *et al.,* 1993).

4.1. Formațiunea de Plăieși

Reprezintă cel mai vechi termen stratigrafic al Pânzei de Teleajen, constituind substratul normal al Formațiunii de Toroclej. Specificul său îl constituie, după unii autori, "șisturile negre" și prezența pelosideritelor; din acest motiv Formațiunea de Plăieși este considerată de vârstă neocomiană și echivalată cu membrul inferior cu siderite al Formațiunii de Audia (Săndulescu, Săndulescu, 1965; Dinu, 1985; Săndulescu, 1984, 1990; Săndulescu *et al.,* 1993).

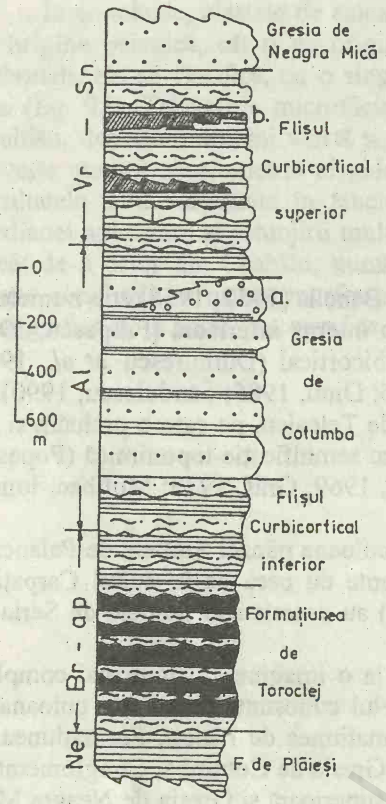


Fig. 96. Coloana litostratigrafică sintetică a Pânzei de Teleajen: *a* – Conglomeratele și Gresia de Lețești; *b* – argile roșii și verzi.

Observațiile noastre petrografice asupra acestei formațiuni sunt făcute după o succesiune din bazinul Tarcăului; este vorba de o butonieră anticlinală deschisă de pârâul Ața, în amonte de confluența cu Toroclejul; deschiderea se află la limita estică a Pânzei de Teleajen, pe linia de contact cu Pânza de Macla. Structura antiformă se evidențiază atât prin înclinările divergente cât mai ales prin poziția hieroglifelor (fig. 97). Rocile din ax au suportat eforturi tectonice evidente trădate de tendința de budinare a gresiilor, puternic diaclazate și învelite într-o peliculă argiloasă, neagră, lucioasă cu aspectul unor oglinzi de fricțiune. Sunt observabili aici circa 40 - 50 m din Formațiunea de Plăieși, care prezintă trăsături tipice de fliș cu ritmuri binare sau ternare. Studiul microfacial conexat cu o serie de analize (tabelul 32), indică următoarele tipuri petrografice: litarenite calcaroase, cuarțsiltite convolute calcaroase, marne grezoase, siltite argiloase și marne siltice; termenii lutitici constituie aproape 75% din coloană, în timp ce așa - zisele pelosiderite specifice, ating abia 2% (fig. 98).

Litarenite calcaroase. Cu grosimi de la 8 - 80 cm, aceste gresii constituie termenul arenitic cel mai frecvent al formațiunii, plasându-se în baza ritmurilor. Fracțiunea epiclastică are dimensiuni obișnuite gresiilor fine (0,08 - 0,15 mm; probele 266, 271). Elementul principal al acesteia îl formează cuarțul monogranular și subordonat policristalin în procente de 55 - 60%, urmat de litoclastele calcaroase

micritice (22%) și muscovit (12%); șisturile cristaline de metamorfism scăzut și în special cuarțito - cloritoase și sericitoase nu depășesc 5% ca, dealtfel, și feldspații. Sunt prezente și rare foraminifere bentonice cu lojele umplute cu pirită; liantul este un ciment sparicalcitic de pori.

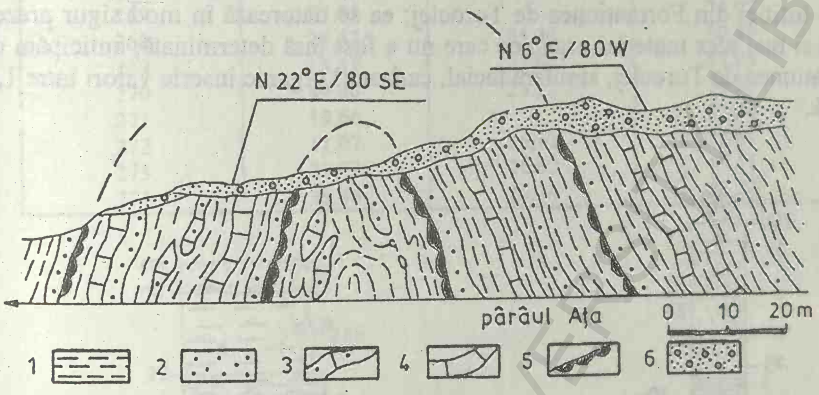


Fig. 97. Secțiune geologică în malul drept al pârâului Ața, în amonte de confluența cu Toroclejul - bazinul Tarcăului: *1* – siltite argiloase și marne siltice; *2* – litarenite calcaroase; 3 – marne grezoase peletale; *4* – marne siltice (sideritice ?);*5* – poziția hieroglifelor; *6* – Cuaternar.

Cuarțsiltite calcaroase convolute. În cadrul unor ritmuri, litarenitele calcaroase din bază trec spre partea superioară la siltite cu textură curbicorticală în care fracțiunea epiclastică prezintă dimensiuni sub 0,05 mm (proba 267); ea este constituită în jur de 80% din cuarț monogranular, apoi feldspați, sericit și rare cherturi; se mai observă pirită destul de frecvent și sporadic zircon. Totul este legat într-o calcită sparitică cu rol de ciment de pori până la bazal.

Marne grezoase peletale. În axul anticlinalului amintit, siltitele argiloase, negre se asociază cu roci ale căror trăsături le diferențiază net de litarenitele calcaroase. Aspectul de teren este al unor gresii diaclazate, în parte budinate, cu peliculă argiloasă neagră, lucioasă. Suprafața lor este străbătută de o rețea deasă de fisuri, rezultate în urma dizolvării calcitei diaclazice. Analiza microscopică a acestora (proba 274), arată însă că este vorba, de fapt, de roci hibride în care, pe un fond sparicalcitic, frecvente pelete se asociază cu o fracțiune epiclastică arenito - siltică, formată din cuarț puternic corodat, mono- și policristalin, muscovit, biotit cloritizat, clorite și feldspați. Mineralele autigene sunt pirita și mai ales feldspații de neoformațiune cu habitus idiomorf, unii din ei înglobați în corpusculii peletali; se mai observă frecvente foraminifere bentonice și planctonice (globigerine) cu lojele umplute cu pirită. Conținutul în carbonați și argilă plasează proba analizată la limita calcarelor cu marnele (fig. 100), ceea ce denotă că aceste roci reprezintă treceri de la marne grezoase peletale la pelsparite grezoase.

Siltite argiloase și marne siltice. În partea superioară a ritmurilor se observă mai întâi o secvență de roci negre cu aspect siltic cu desfacere în plachete

milimetrice sau centimetrice (probele 268, 272) ce trec spre final la aceleași roci negre, dar cu aspect mai argilos și cu stratificație mai slabă (probele 269, 273). În toate însă, fracțiunea argiloasă prezintă valori scăzute, între 25 - 36%, prevalând deci materialul silto - nisipos (tabelul 32); evident în diagrama carbonați - silice - argilă (fig. 100) probele analizate cad în câmpul siltitelor argiloase, una singură plasându-se în cel al marnelor siltice. Culoarea lor este neagră, similară termenilor silto - lutitici din Formațiunea de Toroclej; ea se datorează în mod sigur prezenței piritei și mai ales materiei organice care nu a fost însă determinată; anticipăm că în Formațiunea de Toroclej, similară facial, carbonul organic înscrie valori între 1,31 - 6,66%.

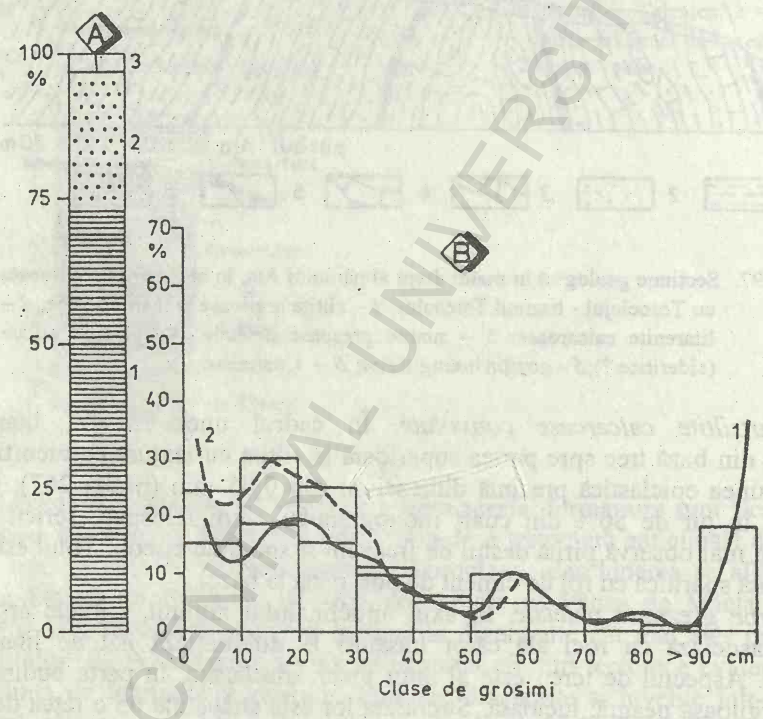


Fig. 98. Repartiția termenilor petrografici din Formațiunea de Plăieși în coloană (*A*) și după clase de grosimi (*B*): *1* – siltite argiloase și marne siltice; *2* – litarenite calcaroase, cuarțsiltite calcaroase convolute și marne grezoase peletale; *3* – marne siltice (? sideritice).

Marne siltice (? sideritice). Au grosimi obișnuite între 10 - 30 cm, sunt frecvent stratiforme sau cu o ușoară tendință de budinare și mai rar sub formă de elipsoizi; au culoarea cenușie, unele din ele fiind mai fine, altele cu aspect mai grosier; au fost considerate drept pelosiderite.

Tabelul 32. **Spectrul compozițional al termenilor petrografici din Formațiunea de Plăieși - bazinul Tarcăului**

Componenți (%)→ Probe↓	Carbonați	Argilă	Silt + Nisip
265	38,98	31,13	29,89
266	15,60	-	84,40
267	24,03	-	75,97
268	23,52	25,98	50,50
269	15,31	27,66	57,03
270	49,06	26,11	24,83
271	19,66	-	80,34
272	11,07	36,12	52.81
273	27,77	26,52	45.71
274	38,46	23,34	38,20

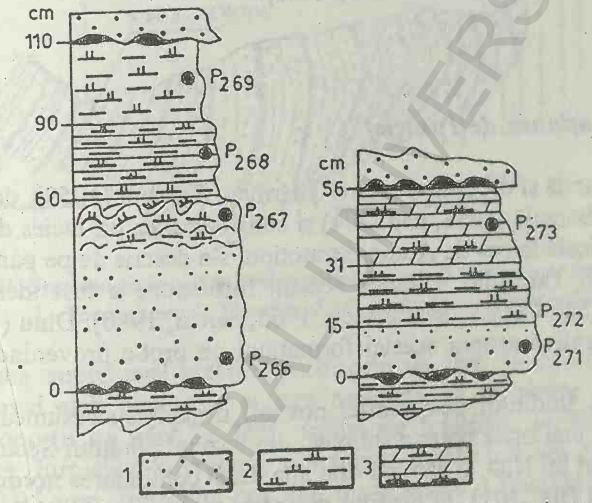


Fig. 99. Tipuri de ritmuri turbiditice probate din Formațiunea de Plăieși - bazinul Tarcăului: *1* – litarenite calcaroase; *2, 3* – siltite argiloase și marne siltice.

Sub microscop, varietățile fine (proba 265) prezintă o masă micrito - argiloasă cu rar cuarț corodat, lamele de sericit și pirită adesea limonitizată; cele cu aspect mai grosier (proba 270) evidențiază același fond micrito - argilos, dar cu granule cuarțoase mai frecvente și cu marginile franjurate datorită corodării calcitice; din acest motiv nu se poate aprecia dacă este vorba de cuarț detritic sau de silice singenetică; ca și în cazul precedent se mai observă sericit și pirită. Deși aspectul obișnuit este al unor calcare, conținutul în carbonați și argilă (tabelul 32), plasează probele noastre în câmpul marnelor silicioase mai bine zis siltice (fig. 100). Nu dispunem de analize chimice pentru a putea aprecia dacă ele sunt într-adevăr pelosiderite; conținutul în Fe pare însă să fie destul de scăzut, atâta timp cât pe suprafețele lor nu apar procesele de oxidare - hidratare cu formarea obișnuitei aureole gălbui - cărămizii.

BABEȘ-BOLYAI UNIVERSITY CENTRAL LIBRARY

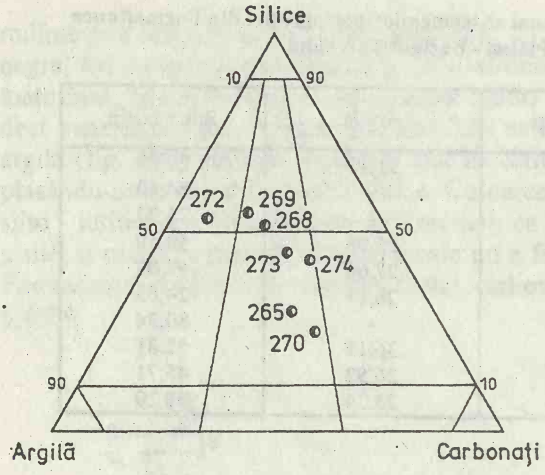


Fig. 100. Proiecţia unor tipuri petrografice cu aspect lutitic din Formaţiunea de Plăieşi în diagrama carbonaţi - silice - argilă.

4.2. Formaţiunea de Toroclej

A fost separată şi descrisă de către Gherman, Solcanu (1959), dar fusese deja sesizată de către Băncilă (1958, pag. 204) şi considerată ca un facies de tranziţie de la seria curbicorticală la cea de Audia. Stratotipul s-a descris de pe pârâul cu acelaşi nume din bazinul Tarcăului. Ulterior aceeaşi formaţiune a fost identificată şi în regiunile sudice (Săndulescu, Săndulescu, 1965; Bucur, 1980); Dinu (1985) a făcut observaţii petrografice asupra acestei formaţiuni pe probe provenind din bazinul Trotuşului.

În vederea studiului petrografic, noi am urmărit succesiunea relativ bine deschisă şi în cea mai mare parte răsturnată, din bazinul pârâului Secu - Bicaz, mai precis de pe pârâul lui Niţă, şi care nu este alta decât continuarea nordică a celei din zona Toroclejului (fig. 101). În profilul respectiv au fost urmăriţi circa 400 m din care s-au recoltat 17 probe (fig. 102, 103). În ansambul său formaţiunea prezintă secvenţe tipice de fliş cu caracter ritmic, amintind seria curbicorticală, în alternanţă cu secvenţe de subfliş, pararitmic, similare membrului median al Formaţiunii de Audia.

În bazinul Trotuşului, Dinu (1985) separă în coloana formaţiunii în discuţie următorii termeni: gresii (40%), argile, "marno - argile", argilite (50%), siltite şi "marno - calcare" sideritice (10%). În bazinul Bicazului Formaţiunea de Toroclej se dovedeşte a fi preponderent argilo - siltică, gresiile participând cu un procent de numai 25% (fig. 104). Tipurile petrografice sunt următoarele: litarenite şi sublitarenite calcaroase convolute, litarenite calcaroase diaclazate, cuarţsiltite calcaroase, marne silto - nisipoase, argilite siltice negre, argile siltice verzi, calcare cuarţsiltitice.

Litarenite şi sublitarenite calcaroase convolute. Toate tipurile de gresii din Formaţiunea de Toroclej nu depăşesc grosimi de 40 cm. Gresiile curbicorticale se întâlnesc în întreaga succesiune şi formează, în general, baza unor ritmuri care încep cu gresii fine, continuă cu siltite şi se încheie cu argile. În asemenea gresii

(probele 275, 276, 288) cuarţul predomină în procente de 70 - 80%, este cel mai adesea angular şi adânc corodat. Litoclastele de metamorfism scăzut sunt reduse cantitativ (1 - 3%); muscovit - sericitul, în schimb, participă în procente ridicate, între 20 - 22%. Feldspaţii, atât potasici cât şi plagioclazi, nu depăşesc 10%; se mai observă biotit cloritizat, clorite, cherturi şi minerale grele (turmalină, zircon şi epidot). Materialul epiclastic scade dimensional dinspre bază, unde are între 0,01 - 0,12 mm, spre partea superioară unde ajunge între 0,01 - 0,08 mm; ele sunt deci nişte gresii fine. Liantul este un ciment calcitic sparitic, de pori sau pelicular; conţinutul în carbonaţi arată caracterul calcaros al gresiilor; aceştia scad succesiv, din bază spre partea superioară, de la 40 - 20%.

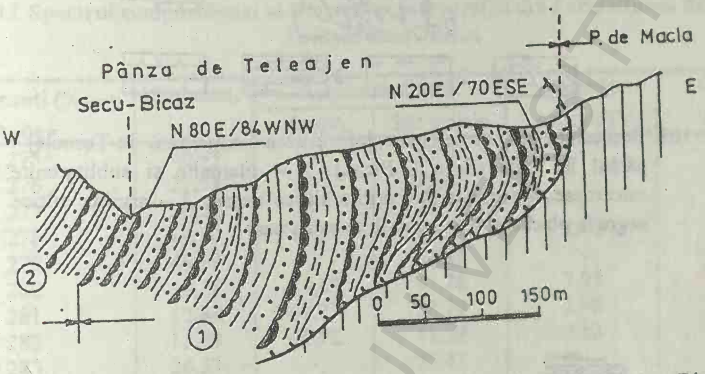


Fig. 101. Secţiune geologică în lungul pârâului lui Niţă din bazinul Secu - Bicaz: *1* – Formaţiunea de Toroclej; *2* – Formaţiunea curbicortical inferioară.

În partea superioară gresiile curbicorticale trec la cuarţsiltite calcaroase (proba 277) mai slab cimentate şi larg ondulate. Şi în aceste siltite predomină cuarţul în proporţii de până la 75%, urmat de feldspaţi, sericit, clorite şi chiar minerale grele (turmalină şi epidot). Fracţiunea epiclastică are dimensiuni siltice, între 0,01 - 0,05 mm, frecvenţa cea mai mare având-o fracţiunile de 0,025 mm; cimentul este, de asemenea, calcitic. Dacă se iau în calcul cei trei componenţi QFL, gresiile şi siltitele în discuţie cad în câmpul litarenitelor şi sublitarenitelor. Litoclastele sunt destul de rare, caracterul litic fiind dat, de fapt, de frecvenţa mare a sericit - muscovitului. Caracterul cuarţarenitic al gresiilor din Formaţiunea de Toroclej, aşa cum susţine Dinu (1985), nu se verifică; faptul este clar demonstrat de procentul ridicat de carbonaţi din aceste gresii şi siltite, care constituie 30 - 48% din masa rocii, nemaivorbind de silicea scăzută (50 - 60%) şi valorile ridicate ale Al_2O_3 (13 - 22%).

Litarenite calcaroase diaclazate. Acestea au, de asemenea, grosimi ce nu depăşesc 30 - 40 cm şi stau în baza argilitelor siltice negre. Materialul epiclastic este constituit în procente de 55 - 56% din cuarţ, feldspaţi (1%) şi fragmente litice (38%), din care majoritatea revine muscovit - sericitului (36%); dimensiunile obişnuite ale materialului detritic sunt între 0,03 - 0,20 mm, frecvenţă mare având-o granulele în jur de 0,06 mm; cimentul este calcitic. O probă din asemenea roci (283) cade evident în câmpul gresiilor litice (fig. 105).

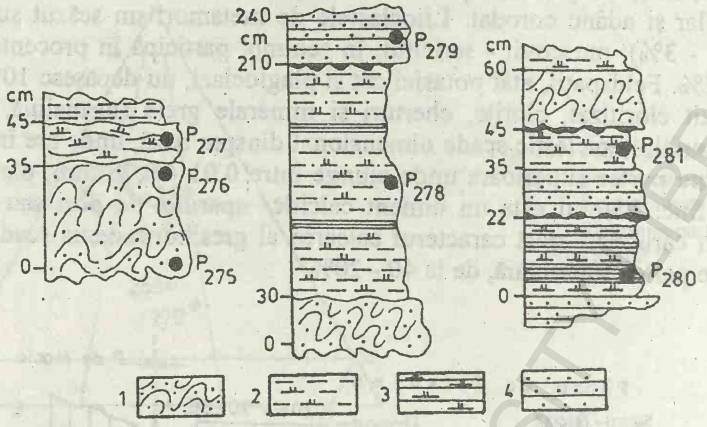


Fig. 102. Succesiuni probate în partea inferioară a Formațiunii de Toroclej - pârâul lui Niță (Secu - Bicaz): *1* – litarenite și sublitarenite calcaroase convolute; *2* – argile siltice negre; *3* – argilite siltice negre în plachete; *4* – cuarțsiltite calcaroase.

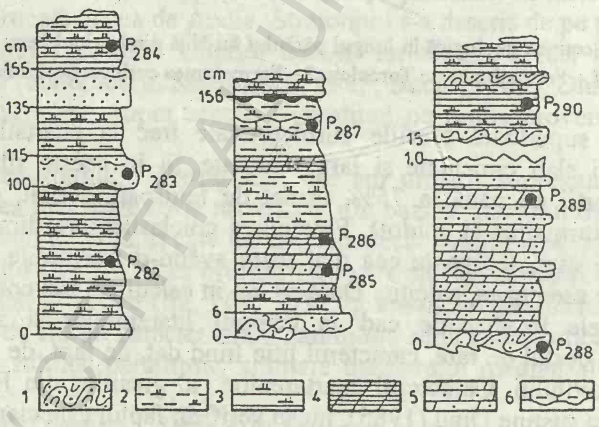


Fig. 103. Succesiuni probate în partea medie și superioară a Formațiunii de Toroclej: *1* – litarenite și sublitarenite calcaroase masive sau convolute; *2, 3* – argile și argilite siltice negre; *4* – argile siltice verzi; *5* – marne silto - nisipoase negre; *6* – calcare cuarțsiltitice slab sideritice.

Cuarțsiltite calcaroase. Acest tip petrografic formează, după cum am văzut, partea superioară a litarenitelor convolute; roci asemănătoare apar însă și ca intercalații de sine stătătoare în masa argilitelor siltice negre, când au grosimi de 5 - 10 cm, până la 30 cm, cu desfacere în plachete cu suprafețe plane. Este cazul probei 279, în care pe fondul unui ciment sparicalcitic de tip bazal, cuarțul cumulează 90% din materialul epiclastic, fiind monogranular și profund corodat. Acestuia i se

adaugă rar muscovit şi feldspaţi potasici şi plagioclazi (6%); dimensiunile materialului epiclastic ating valori extreme între 0,01 - 0,06 mm. În diagrama din figura 105, proba analizată cade în câmpul cuarţsiltitelor ca urmare a raportării cuarţului la materialul epiclastic şi nu la masa rocii. Conţinutul ridicat în carbonaţi (48%) este un argument în plus că rocile respective nu pot fi considerate cuarţarenite (tabelul 33); conţinuturile în silice (59%) şi alumină (10%) ale probei în discuţie contravin, în mod clar, încadrării rocii după criteriul mineralogic (tabelul 34). Din acest motiv termenul de cuarţsiltit calcaros utilizat de noi devine, astfel, un echivalent al celui de gresie calcaroasă, intermediar între gresii şi calcare.

Tabelul 33. **Spectrul compoziţional al termenilor petrografici din Formaţiunea de Toroclej - bazinul Secu - Bicaz**

Componenţi (%) → Probe↓	Carbonaţi	Reziduu insolubil		Materie organică*	Carbon oganic
		Argilă	Silt + nisip		
275	40,93	-	59,07	-	-
276	27,53	-	72,47	-	-
277	20,22	-	79,78	-	-
278	14,50	40,57	44,93	2,60	3,55
279	48,19	-	51,81	-	-
280	14,76	43,48	41,76	7,93	3,66
281	12,44	48,77	38,79	3,98	6,66
282	12,79	45,92	41,29	2,53	1,39
283	24,53	-	75,47	-	-
284	16,00	39,56	44,44	2,12	1,31
285	22,45	48,24	29,30	1,31	2,68
286	11,33	55,72	32,98	nedet.	nedet.
288	29,72	-	70,28	-	-
289	23,03	38,85	38,12	2,68	3,58
290	18,37	40,81	40,82	2,44	3,22

*Materia organică şi carbonul organic au fost determinate pe probe separate

Argilite siltice negre. Ca şi tipurile precedente aceste roci sunt frecvente în jumătatea superioară a formaţiunii în strate de la 20 - 30 cm şi până la intercalaţii de până la 4 m; apar masive şi numai pe capetele de strat se desprind în plachete mari cu suprafeţe perfect plane. Sunt casante, au culoarea obişnuit cenuşiu - negricioasă sau chiar neagră. Uneori trec în partea superioară la argile slab consistente. Nivelele mai groase prezintă intercalaţii de gresii subţiri , obişnuit 2 - 4 cm până la 10 - 15cm sau calcare elipsoidale cu diametrul de până la maximum 15 cm.

Secţiuni subţiri prin aceste roci bine stratificate (probele 282, 290) arată o masă argilo - feruginoasă în care se observă cuarţ şi mult sericit, apoi rari feldspaţi; materialul detritic este de dimensiuni siltice cu valori extreme între 0,03 - 0,06 mm şi frecvent 0,02 mm; în alt caz (proba 284) roca prezintă o laminaţie paralelă dată de alternanţa de benzi de cuarţ de culoare deschisă cu altele în care acesta se reduce cantitativ în favoarea fracţiunii argiloase impregnate cu materia organică; cuarţul este urmat de rari feldspaţi şi destul de frecvent sericit. În reziduul insolubil, rămas în urma determinării carbonaţilor şi a separării fracţiunii argiloase, pe lângă cuarţ, sericit şi mai rar feldspaţi se mai observă biotit, clorit, cherturi, hematit, rar glauconit şi zircon.

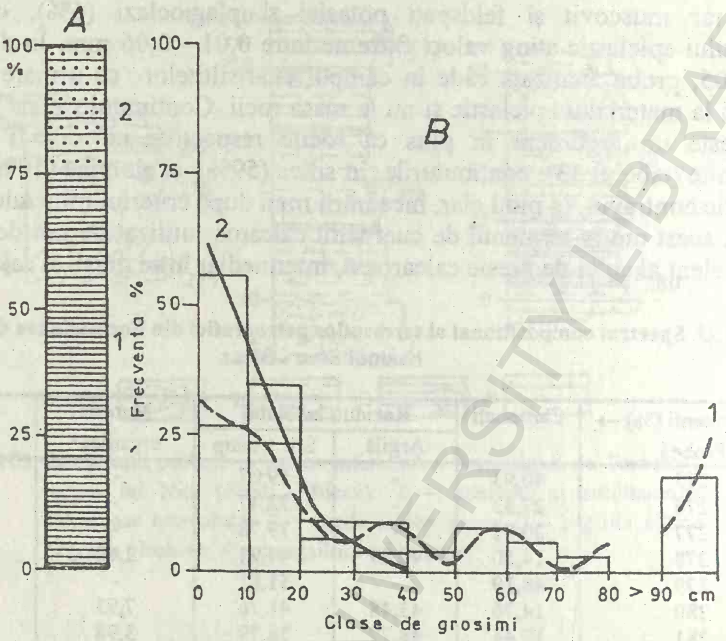


Fig. 104. Repartiția termenilor petrografici din Formațiunea de Toroclej în coloană (*A*) și după clase de grosimi (*B*); *1* – argile, argilite și marne silto - nisipoase negre; *2* – litarenite, sublitarenite și cuarțsiltite calcaroase.

Tabelul 34. **Spectrul chimic al unor termeni petrografici din Formațiunea de Toroclej - bazinul Bicazului**

Componenți→ (%) Probe↓	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	PC
277	56,35	22,45	5,22	2,09	4,72	0,89	1,59	6,59
279	59,54	10,26	2,45	1,92	12,55	1,43	0,45	11,18
282	56,37	23,55	7,02	1,71	2,54	0,61	1,72	6,06
283	61,59	14,24	3,66	0,95	9,19	1,16	0,86	8,54
285	54,48	23,60	6,66	1,81	4,02	0,65	1,68	7,13
286	58,98	25,14	5,79	1,66	1,86	0,39	1,86	4,28
287	28,58	4,78	1,50	2,42	32,20	1,30	0,52	28,52
288	56,97	13,41	3,48	1,64	11,29	1,10	1,27	10,48

Determinările făcute pe trei probe (282, 284, 290), arată că fracțiunea argiloasă este cantitativ apropiată de cea epiclastică (tabelul 33), încât probele cad în câmpul argilelor silicioase respectiv siltice (fig. 106); conținutul în carbonați (12 - 18%) le conferă o bună cimentare, de unde și caracterul argilitic, casant; ele sunt, de fapt, niște argilite cuarțsiltito - sericitice calcaroase, cu tendință de trecere, probabil, spre cuarțsiltite argilo - sericitice. Acestea, alături de marnele silto - nisipoase, negre, prezintă conținuturi destul de ridicate în materie organică; extracția în cloroform a câtorva probe a indicat prezența bitumenului *A* (tabelul

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

35) demonstrând caracterul petroligen al acestora. După conținutul în carbon organic ele ar putea fi considerate, cel puțin teoretic, drept roci mamă bune și foarte bune (Neglia, 1981).

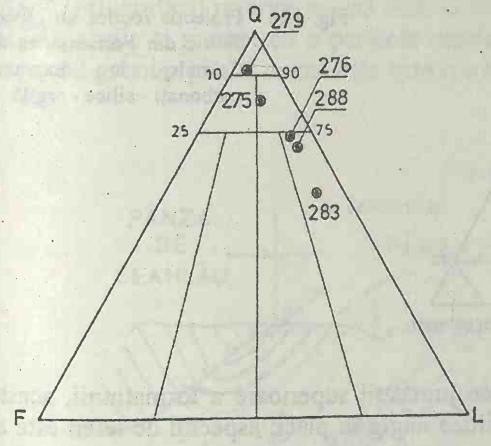


Fig. 105. Proiecția gresiilor din Formațiunea de Toroclej în diagrama *QFL*.

Determinarea materiei organice s-a făcut, așa cum am mai menționat, prin metoda oxidării cu bicromat de potasiu, iar carbonul organic prin combustie. Din datele obținute se observă însă, că există diferențe între cele două valori. În primă instanță, diferența se explică prin faptul că prin metoda oxidării se pune în evidență numai o parte din materia organică, în timp ce prin combustie este eliberat dioxidul de carbon rezultat și prin arderea materiei de tip cărbunos care nu poate fi atacată de bicromatul de potasiu. În metoda combustiei s-a avut în vedere, în prealabil, eliminarea carbonaților și sulfurilor prin atac cu HCl, după care probele au fost supuse arderii în tub ceramic, captându-se gazele de ardere din care s-a dozat CO_2.

Tabelul 35. **Conținutul în carbon organic și bitumen A a câtorva probe de argilite siltice și marne silto - nisipoase negre din Formațiunea de Toroclej - bazinul Secu - Bicaz**

Probe	Carbon organic (%)	Bitumen *A* (%)
280	3,66	0,14
281	6,66	0,14
285	2,68	0,10
289	3,58	0,14
290	3,22	0,12

Argile siltice verzi. Apar numai în jumătatea superioară a succesiunii, sub formă de intercalații subțiri de 1 - 5 cm, contrastând net cu masa argilelor negre în care se încadrează. Analiza unei probe (286), arată participarea fracțiunii argiloase în proporție de 55%, restul revenind fracțiunii siltice (tabelul 33); analiza microscopică a materialului siltic indică cuarț, sericit și clorit, ultimul răspunzând, probabil, și de culoarea rocii; în diagrama din figura 106 proba cade în câmpul argilelor silicioase, de fapt siltice.

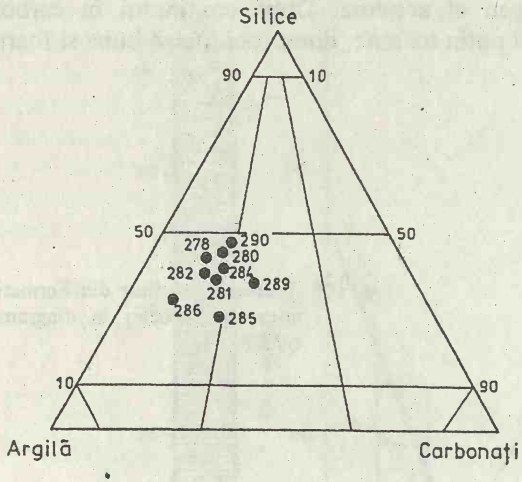


Fig. 106. Proiecția rocilor cu aspect lutitic din Formațiunea de Toroclej în diagrama carbonați - silice - argilă.

Marne silto - nisipoase. Specifice jumătății superioare a formațiunii, aceste roci se află în alternanță cu argilitele siltice negre în plăci; aspectul de teren este al unor argile cenușii, muscovitice sau cenușii - negricioase, cu desprindere în fragmente mărunte; totuși conținutul mai ridicat în carbonați (probele 285, 289) le plasează foarte aproape sau chiar în câmpul marnelor (tabelul 33; fig. 106); fracțiunea silto - nisipoasă este, conform analizei microscopice, constituită din cuarț, feldspați, muscovit, cherturi și, destul de frecvent, zircon.

Calcare cuarțsiltitice. Acestea se întâlnesc mai frecvent în jumătatea superioară a formațiunii și se prezintă sub formă de elipsoizi cu diametre de până la 60 - 70 cm, aparent sideritici. Sub microscop (proba 287), roca se prezintă cu un fond microcristalin calcitic care înglobează mult cuarț siltic, de dimensiuni extreme între 0,02 - 0,06 mm, puternic corodat; multe din granulele cuarțoase sunt aproape total substituite prin calcită; cuarțul se asociază cu sericit orientat; se mai observă loje disparate de foraminifere umplute cu pirită. Analiza chimică (tabelul 34) infirmă caracterul sideritic al acestor roci.

4.3. Formațiunea curbicortical inferioară

În literatura geologică, formațiunea în discuție se identifică cu: Stratele de Palanca (Băncilă, 1958), seria de Teleajen *pro parte* (Popescu, 1958), orizontul marno - grezos (Gräf, 1975), complexul șistos al flișului curbicortical (Filipescu *et al.*, 1961), "seria curbicorticală" (Marinescu, 1958) sau orizontul șistos inferior (Dinu, 1985). Termenul de fliș curbicortical inferior a fost introdus de Săndulescu, Săndulescu (1965), subliniind astfel existența a încă unei succesiuni curbicorticale, peste Gresia de Cotumba.

Puținele informații de ordin petrografic pe care le avem până în prezent asupra acestei entități le datorăm lui Dinu (1985) și ele se referă la flișul curbicortical inferior din bazinul Trotușului. Conform cu aceste date în coloana formațiunii termenii petrografici sunt gresiile calcaroase convolute, siltitele și

argilele; ca tipuri petrografice, gresiile ar aparține subarcozelor și cuarțarenitelor.

Noi am analizat formațiunea în discuție pe probe recoltate din bazinul Bicazului, și anume din versantul său stâng, urmărind o succesiune bine deschisă în aval și amonte de gura tunelului de la Tașca (fig. 107). Analiza de teren arată că flișul curbicortical inferior constă dintr-o alternanță de gresii masive sau convolute, siltite, argile și marne, cu o perfectă ritmicitate; ritmurile sunt ternare sau binare; raportul gresii/argile și marne este aproape la paritate (fig. 110).

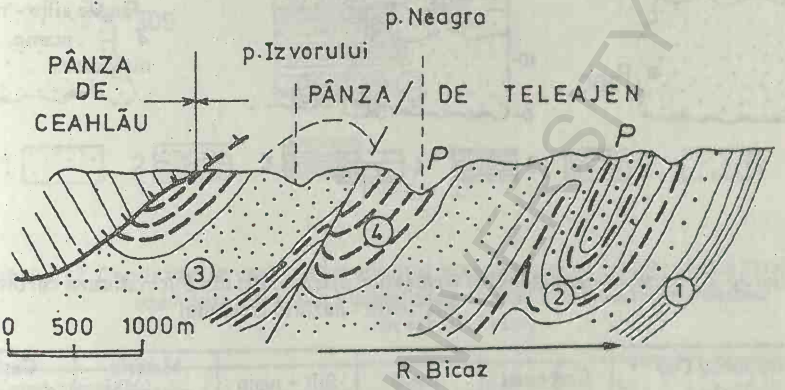


Fig. 107. Secțiune geologică în malul stâng al Bicazului între pârâul Izvorului și gura Secului: *1* – Formațiunea de Toroclej; *2* – Formațiunea curbicortical inferioară; *3* – Gresia de Cotumba; *4* – Formațiunea curbicortical superioară; *P* – succesiuni probate în flișul curbicortical inferior și superior.

Litarenite și sublitarenite masive. Sunt gresii plasate în baza ritmurilor ternare. Au aspect masiv sau cu desfacere în plăci, diaclazate, obișnuit bine cimentate și relativ dure, cu grosimi de la 10 la 70 cm; au aspect muscovitic pronunțat. Analiza microscopică a unor probe (300, 303, 309) arată că în acest tip de gresii, cuarțul mono- și policristalin atinge valori de 56 la 79%, cu predominanța celui din urmă, indicând proveniența lui din terenuri metamorfice. Metaclastele care predomină asupra sediclastelor sunt constituite din gnaise, granitoide, micașisturi cu granați, șisturi cuarțito - muscovitice cât și cristalin de metamorfism scăzut de tipul șisturilor cloritoase, cuarțito - cloritoase sau cuarțito - sericitoase.

Metaclastele sus menționate se asociază cu muscovit, biotit și clorit, minerale care le depășesc procentual pe primele, ajungând la valori de până la 25%; în una din probe (300) s-au observat rari piroxeni. Litoclastele sedimentare sunt în exclusivitate calcaroase, respectiv, pelmicrite, micrite și sparite, în procente destul de scăzute (1 - 6%). Însumat, materialul litic se ridică la valori de la 15 și până la 40%; în cadrul său, muscovitul, biotitul și cloritul predomină; cloritul și biotitul sunt adesea hematitizate, răspunzând de culoarea ușor gălbuie sau feruginoasă a acestor gresii. Cimentul este calcitic, pelicular, ceea ce arată că procentul mai ridicat de carbonați din aceste gresii (tabelul 36), situat între 18 - 22% este dat de litoclastele calcaroase.

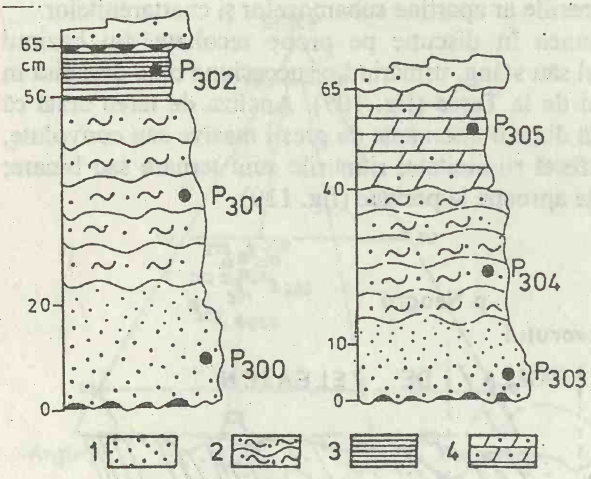


Fig. 108. Ritmuri turbiditice probate din Formațiunea curbicortical inferioară - bazinul Bicazului: *1* – litarenite și sublitarenite masive; *2* – arenite și wacke litice convolute; *3* – argile silto - nisipoase; *4* – marne silto - nisipoase.

Tabelul 36. **Spectrul compoziţional al termenilor petrografici din Formaţiunea curbicortical inferioară - bazinul Bicazului**

Componenţi (%) → Probe↓	Carbonaţi	Argilă	Silt + nisip	Materie organică*	Carbon organic
300	22,19	-	77,81	-	-
302	16,84	52,65	30,51	3,39	2,74
303	19,04	-	80,96	-	-
304	19,42	-	80,58	-	-
305	31,17	56,85	11,98	1,88	2,32
306	19,96	-	80,04	-	-
307	15,46	66,51	18,03	1,95	3,76
308	15,44	48,31	36,25	2,46	3,89
309	18,42	-	81,58	-	-
311	13,83	58,47	27,70	1,30	3,80

*Materia organică si carbonul organic au fost determinate pe probe separate

Arenite şi wacke litice convolute. Aceste gresii constituie termenul median în cadrul ritmurilor ternare, făcând trecerea de la arenitele cu aspect masiv din bază la termenul final argilo - marnos (fig. 108, 109).

Obişnuit, sunt puternic muscovitice, gelive (probele 301, 310) sau cimentate (proba 304). Secţiunile microscopice şi analizele granulometrice arată că avem de a face atât cu varietăţi arenitice cu ciment calcaros, cât şi de wacke cu matrice argilo - sericitică. Litoclastele, atât metamorfice cât şi sedimentare, sunt aceleaşi ca şi în gresiile precedente. Procentul de argilă din varietăţile de tip wacke ajunge în cazul a două din probe la 15 şi respectiv 40%, fiind răspunzător de caracterul geliv al probei. Analiza granulometrică prin cernere a două probe (301, 310) arată că dimensiunile materialului detritic înscriu aceste roci în categoria unor gresii fine (fracţia de bază 0,09 până la 0,10 mm) şi chiar a siltitelor (fracţia de bază sub 0,063 mm); acelaşi fapt îl confirmă şi conţinutul în silt - nisip (tabelul 37).

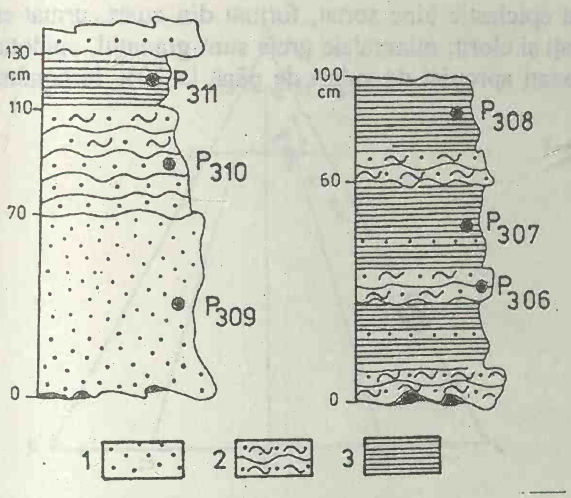


Fig. 109. Ritmuri turbiditice probate din Formațiunea curbicortical inferioară - bazinul Bicazului : *1* – litarenite și sublitarenite masive; *2* – arenite și wacke litice convolute; *3* – argile silto - nisipoase.

Tabelul 37. **Conținutul în carbonați și spectrul granulometric a două probe de gresii convolute gelive din Formațiunea curbicotical inferioară - bazinul Bicazului (Tașca)**

Componenți (%) → Probe ↓	Carbonați*	Argilă	Silt	Nisip
301	22,81	15,06	18,70	66,24
310	19,80	41,18	33,76	25,06

* Determinați pe probe separate

Părerea noastră este că nu există tipuri cuarțarenitice în gresiile din flișul curbicortical, așa cum menționează Dinu (1985); în acest sens datele sunt concludente mineralogic și, după cum vom vedea, chiar și chimic; de altfel, după cum se știe, rocile mature sunt incompatibile cu condițiile de formare de tip fliș.

Tabelul 38. **Spectrul chimic al principalelor tipuri petrografice din Formațiunea curbicortical inferioară - bazinul Bicazului**

Componenți→ (%) Probe ↓	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	PC
306	52,52	16,93	3,30	2,99	10,32	1,35	0,54	11,67
307	49,86	27,57	5,77	3,16	2,11	1,29	2,50	7,25
308	50,25	29,54	4,33	1,61	2,07	0,89	2,85	8,40
309	70,31	13,81	2,78	1,12	4,36	1,56	0,93	5,02
310	52,97	21,46	7,31	3,04	2,78	2,00	2,71	7,29
311	53,63	23,75	6,75	2,96	1,96	1,56	2,93	6,32

Siltite cuarțo - sericitice calcaroase Ele constituie, după cum am văzut, termenul intermediar în cadrul ritmurilor ternare, dar apar și ca parte bazală a unor ritmuri binare (fig. 108, 109). Sub microscop (proba 306) pe un fond de calcită

sparitică se observă un material epiclastic bine sortat, format din cuarț, urmat ca frecvență de sericit, apoi feldspați și clorit; mineralele grele sunt granatul, epidotul și zirconul. Conținutul în carbonați apropiat de valori de până la 20% le conferă siltitelor caracterul calcaros.

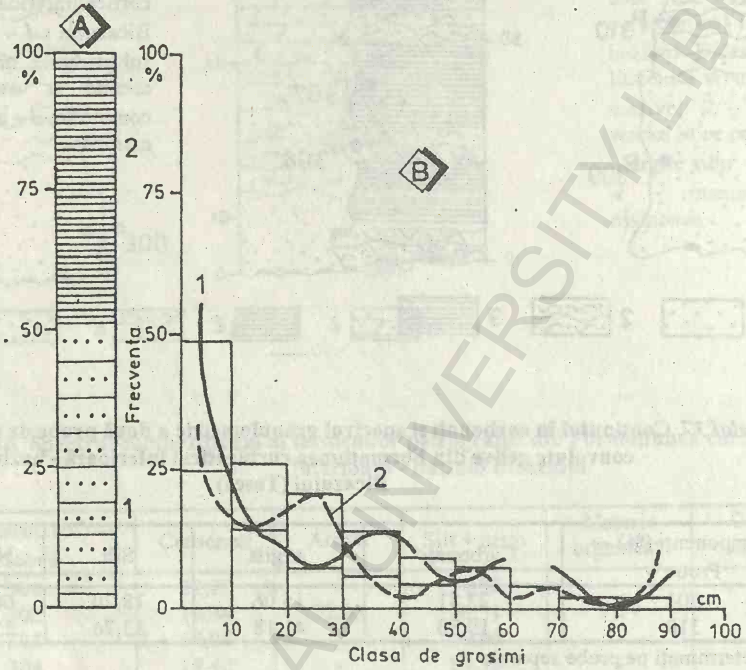


Fig. 110. Repartiția termenilor petrografici din Formațiunea curbicortical inferioară în coloană (*A*) și după clase de grosimi (*B*): *1* – litarenite, sublitarenite și wacke masive sau convolute; *2* – argile și marne silto - nisipoase.

Argile silto - nisipoase. Aspectul de teren al termenilor lutitici din flișul curbicortical inferior este de argile foioase sau fin stratificate cenușii sau de argile tari în plachete, cenușiu - negricioase (302, 308, 311); intervin și secvențe subțiri, centimetrice, de argile verzi (proba 307); toate au aspect pronunțat muscovitic. În aceste argile fracțiunea argiloasă atinge valori între 48% și 66%, restul revenind celei silto - nisipoase, motiv pentru care probele analizate se plasează în câmpul argilelor silicioase, respectiv, silto - nisipoase (fig. 112).

Materialul silto - nisipos este format din cuarț, urmat de muscovit, clorit, fragmente litice, feldspați și chiar minerale grele, mai frecvent, zircon. Culoarea cenușiu - negricioasă și chiar neagră se datorează materiei organice (tabelul 36). Este dovedit deja în acest sens (Potter *et al.,* 1980) că la conținutul de peste 1,5 % carbon organic, rocile capătă culoare cenușiu - negricioasă și apoi neagră. Conținutul în carbon organic le recomandă, cel puțin teoretic, ca și în cazul celor din Formațiunea de Toroclej, drept roci - mamă de petrol bune și foarte bune (Neglia, 1981); de altfel, extracția în cloroform a probei 308 a indicat prezența în aceste argile a bitumenului *A*.

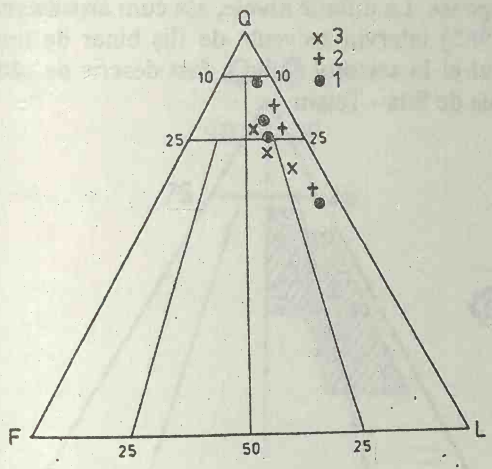


Fig. 111. Proiecția unor probe de gresii din Pânza de Teleajen în diagrama QFL: *1* – Flișul curbicortical inferior; *2* – Flișul curbicortical superior; *3* – Gresia de Cotumba.

Marne silto - nisipoase. Parte din intercalațiile lutitice ale formațiunii în discuție, trec după conținutul în carbonați, în categoria marnelor; ele sunt de culoare cenușiu - gălbuie sau chiar maronie, cu accentuat caracter muscovitic. Specifică în acest sens este proba 305, care se plasează după conținutul în carbonați și de material detritic în câmpul marnelor silto - nisipoase (fig. 112); fracțiunea detritică cuprinde în ordine cuarț, fragmente litice, muscovit, feldspați și clorite.

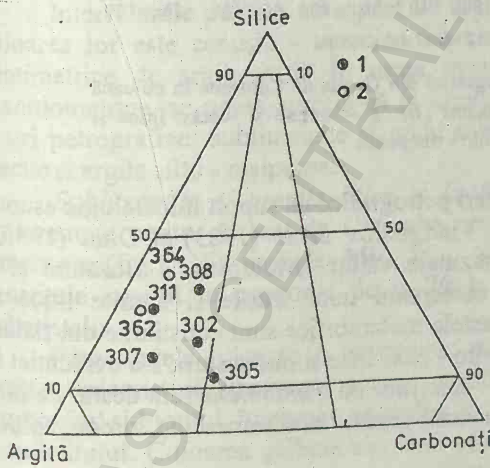


Fig. 112. Proiecția rocilor cu aspect lutitic din flișul curbicortical inferior și gresia de Cotumba în diagrama carbonați - silice - argilă: *1* – Flișul curbicortical inferior; *2* – Gresia de Cotumba.

4.4. Gresia de Cotumba

Stratotipul introdus ca termen în literatura geologică de către Băncilă (1958) reprezintă o formațiune preponderent grezoasă, având o grosime în jur de 200 m. Trăsătura acestei entități albiene o constituie prezența gresiilor în procent de aproape 70% (fig. 113), dispuse în bancuri groase de la 0,5 până la 2 m sau chiar

FCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

mai mult, separate de argile silto - nisipoase. La diferite nivele, așa cum au observat și alți autori (Băncilă, 1958; Dinu, 1985) intervin secvențe de fliș binar de tipul formațiunii curbicorticale. Echivalentul ei în sectorul sudic a fost descris de către Marinescu (1962) sub numele de Gresia de Sita - Tătaru.

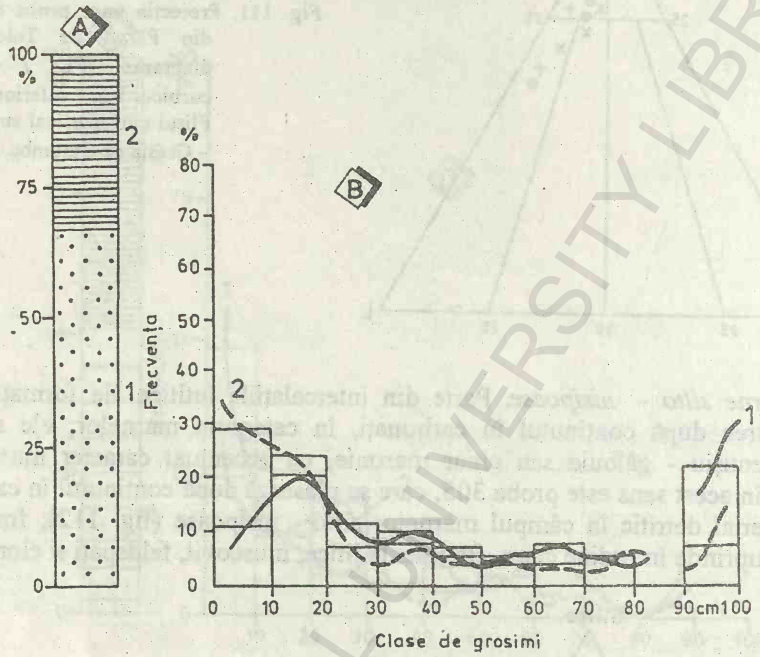


Fig. 113. Repartiția termenilor petrografici din Gresia de Cotumba în coloană (*A*) și după clase de grosimi (*B*): *1* – arenite și wacke litice și litofeldspatice; *2* – argile silto - nisipoase.

Până în prezent, singurele aprecieri petrografice cu suport mineralogic asupra acestei gresii au fost făcute de către Vinogradov *et al.* (1983) și Dinu (1985). Probele primilor autori provin din bazinele văilor Moldovei, a Buzăului și a Teleajenului; în aceste profile, ele corespund unor wacke și arenite litice și litofeldspatice (fig. 114), în care litoclastele metamorfice sunt constituite din șisturi clorito - sericitoase, cloritoase sau sericito - cuarțitice și micașisturi; s-a evidențiat și eruptiv bazic alterat. Calcarele peletal - micritice cu *Tintinnidae* sunt destul de rare (3%). Printre mineralele grele autorii citează: granați, rutil, turmalină, zircon, epidot și amfiboli.

Dinu (1985) a urmărit formațiunea respectivă în bazinul Trotușului, stabilind că este vorba de arenite litofeldspatice și chiar arenite subfeldspatice.

În vederea studiului petrografic, noi am urmărit o succesiune din bazinul Bistriței, mai precis, în zona Lețești, versantul stâng al lacului Izvoru Muntelui - Bicaz. După aspectul de teren, gresiile sunt masive, cenușiu albăstrui în stare proaspătă și gălbui maronii pe suprafețele alterate; când devin gelive eliberează adevărate nisipuri. În jumătatea superioară a coloanei, gresiile devin mai grosiere spre microconglomeratice, cu elemente de cuarț alb, având diametre de până la 1 cm; frecvent, gresiile includ mici enclave de argile, amintind structurile de

"ripped-up".

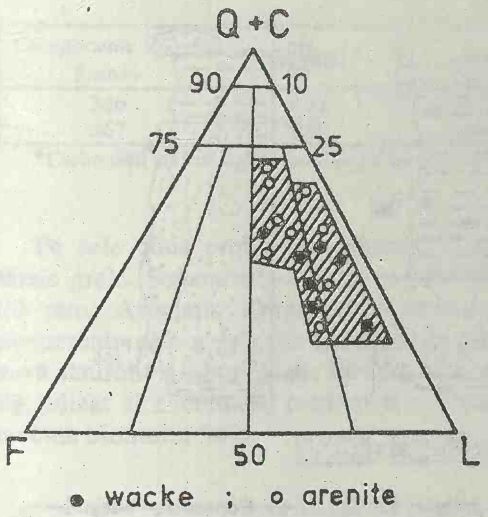


Fig. 114. Proiecția unor probe din Gresia de Cotumba în diagrama *QFL* (după Vinogradov *et al.*, 1983).

O altă trăsătură specifică a acestor gresii este bogăția în minerale micacee, respectiv, muscovit și biotit, precum și slaba cimentare care se accentuează odată cu trecerea la grezo - conglomeratele de Lețești.

Intercalațiile pelitice au aspect de argile siltice, uneori de marne nisipoase; culoarea lor este cenușiu - verzuie, sau cenușiu - maronie, uneori cu secvențe centimetrice de argile roșii. În urma investigațiilor microscopice și, în parte, granulometrice, se poate aprecia că în Gresia de Cotumba se disting următoarele tipuri petrografice: sublitarenite și arenite litice și litofeldspatice, cu treceri spre wacke și argile silto - nisipoase.

Sublitarenite și arenite litice și litofeldspatice. Sunt rocile cel mai bine reprezentate pentru Gresia de Cotumba, având granoclasare evidentă și o bună cimentare (fig. 115; probele 360, 361, 363, 369). Componentul principal îl constituie cuarțul în proporție de la 70 la 82% și o frecvență ridicată a celui policristalin.

Fragmentele litice cu o participare de 10 - 25% sunt constituite din rare gnaise, micașisturi, frecvente șisturi cuarțito - cloritoase, la care se adaugă muscovitul și biotitul, împreună ajungând la 22%; uneori biotitul prevalează asupra muscovitului. Culoarea gălbuie sau slab maronie a gresiilor se datorează alterării biotitului și a șisturilor cloritoase, respectiv, eliminării Fe și formării plajelor limonitice. În cadrul materialului litic, care este foarte slab sortat, rocile sedimentare participă în procente reduse (3%) și sunt reprezentate, în special, de micrite și cherturi, ultimele după cuarț microcristalin sau chiar calcedonie; se observă frecvente procese de baueritizare, de trecere a biotitului în muscovit. Conținutul în feldspați nu depășește 10% și se observă, mai ales, ortoză și microclin, mai rar plagioclazi. Liantul acestor gresii este un calcit larg cristalizat, cu rol de ciment de pori; împreună cu litoclastele calcaroase determină conținuturi în carbonați ai gresiilor variind între 20 - 27%. În diagrama *QFL* acest tip de gresii

cad în câmpul sublitarenitelor și arenitelor litice și litofeldspatice.

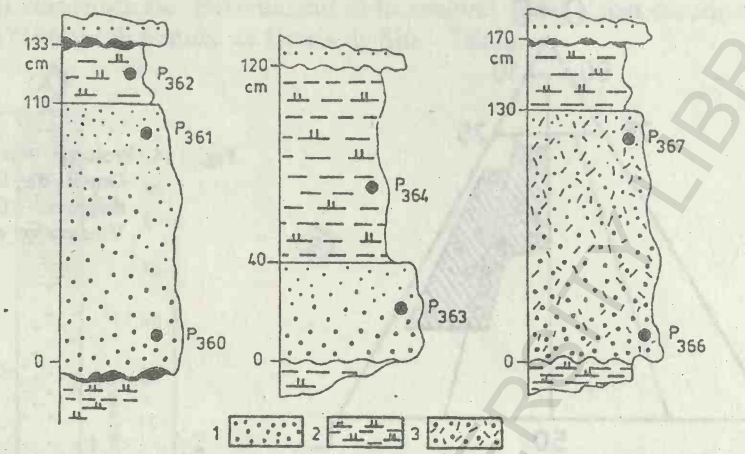


Fig. 115. Ritmuri turbiditice probate din Gresia de Cotumba - bazinul Bistriței (Lețești): *1* – sublitarenite și arenite litice și litofeldspatice; *2* – argile silto - nisipoase; *3* – wacke litice.

Parte din gresiile de Cotumba sunt slab cimentate, astfel că au permis efectuarea unor analize granulometrice prin cernere. Este cazul probelor 366 și 367 (fig. 115), provenite din baza și partea superioară a unui nivel grezos dintr-un ritm turbiditic binar.

Materialul epiclastic al acestora este același ca și în cazul varietăților arenitice sus menționate cu deosebirea că se remarcă abundența biotitului parțial cloritizat sau limonitizat. Până la 65% din fracțiunea detritică are dimensiuni între 0,063 și 0,250 mm, indicând niște gresii fine; valorile medianelor scad din baza ritmurilor, de la 0,250 la 0,150 mm spre partea superioară, făcând dovada fenomenului de granoclasare (fig. 116). Abaterea standard (sens Folk, Ward, 1957), cu valori de 1,67 și ,respectiv, 1,32 arată o sortare slabă, deși ceva mai bună pentru materialul mai fin din partea superioară a ritmului. Conținutul destul de scăzut în carbonați (sub 10%), comparativ cu arenitele cimentate, dovedește că în cazul gresiilor gelive, liantul este o matrice, ele trecând evident spre wacke (tabelele 39 și 40).

Tabelul 39. **Spectrul compozițional al termenilor petrografici din Formațiunea gresiei de Cotumba - bazinul Bistriței (Lețești)**

Componenți (%)→ Probe↓	Carbonați	Argilă	Silt + Nisip
360	26,52	-	73,48
361	27,54	-	72,46
362	10,02	60,78	29,20
363	20,54	-	79,46
364	11,22	50,64	38,14
369	21,55	-	78,45

Tabelul 40. **Compoziția unor gresii gelive din Formațiunea de Cotumba - bazinul Bistriței (Lețești)**

Componenți (%)→ Probe↓	Carbonați *	Nisip	Silt	Argilă
366	0,82	91,87	6,87	1,26
367	7,89	84,27	14,17	1,56

*Carbonații au fost determinați pe probe separate

Pe cele două probe s-au efectuat și determinări privind conținutul lor în minerale grele. Separarea s-a făcut pe bromoform pe fracțiunile sub 0,063 mm și 0,100 mm. Asociația identificată este redată în figura 117, de unde reiese preponderența netă a granaților, urmați de grupul ZRT și epidot; sporadic se mai observă staurolit și hornblendă, lipsind, însă, mineralele opace. De notat gradul de rulare ridicat al zirconului, ceea ce ar putea fi rezultatul unei reciclări, precum și abundența biotitului feric.

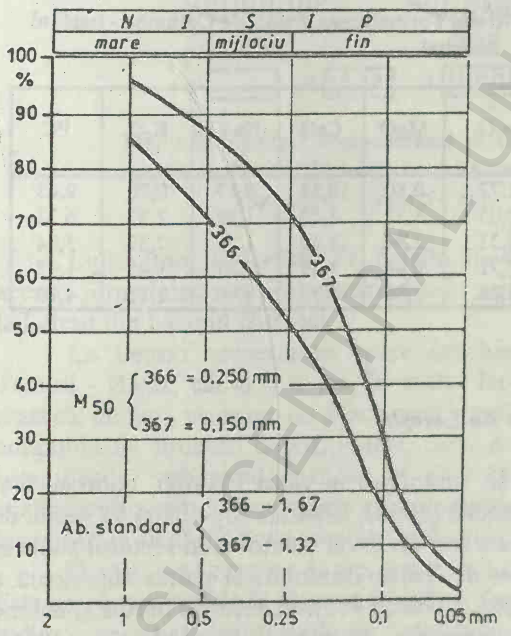


Fig. 116. Curbele granulometrice a două probe de gresii gelive (wacke) din Gresia de Cotumba - bazinul Bistriței (Lețești).

Argile silto - nisipoase. Secvențele pelitice cu care se termină ritmurile se dovedesc a fi niște argile slab calcaroase, silto - nisipoase, fracțiunea din urmă ajungând în cazul a două probe (362, 364) la valori de 29 și respectiv 38%; caracterul silto nisipos este clar evidențiat de locul probelor amintite în diagrama din figura 112. Analiza microscopică a fracțiunii nisipoase arată participarea cuarțului, sericitului, feldspaților, cloritelor și mai rar a cherturilor; sporadic turmalină și epidot.

ȘCOALA CENTRALĂ UNIVERSITARĂ LIBRARY

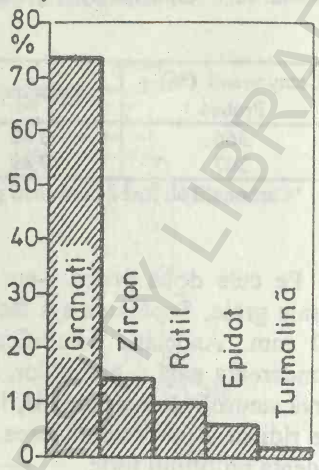


Fig. 117. Asociația de minerale grele din Gresia de Cotumba.

Tabelul 41. **Spectrul chimic al unor roci din Formațiunea gresiei de Cotumba - bazinul Bistriței**

Componenți→ (%) Probe↓	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	PC
360	68,41	7,23	1,72	0,80	10,28	0,87	0,70	9,65
362	42,48	33,44	7,05	5,32	1,22	1,21	2,52	6,72
364	51,28	28,12	6,31	2,94	1,60	1,12	2,27	5,84
366	74,14	15,33	2,71	0,86	1,87	1,27	1,45	1,92
367	60,94	22,45	4,88	2,36	1,39	1,40	2,11	4,10

4.5. Conglomeratele și Gresia de Lețești

Conglomeratele de Lețești își au stratotipul în valea Bistriței, unde au fost separate pentru prima dată de către Băncilă (1958), la partea superioară a Gresiei de Cotumba. Același tip de conglomerate a fost observat ulterior și în sectorul sudic al Pânzei de Teleajen, respectiv, la vest de Valea Buzăului, la partea superioară a Gresiei de Sita - Tătaru (Marinescu, 1962; Gräf, 1975). În sectorul nordic și anume în Valea Moldovei ele au fost consemnate de către Alexandrescu (1966); Ștefănescu (1969). Săndulescu (1984) și Dinu (1985) le regăsesc în bazinul Trotușului, cunoscute aici drept Conglomerate de Tărhăuș.

Deși observațiile asupra acestor conglomerate sunt destul de puține, se pot, totuși, reține câteva fapte, și anume: dezvoltarea lor lenticulară în partea medie și superioară a Gresiei de Cotumba și Sita - Tătaru; grosimea lor, în general, redusă, de la 50 la 100 m; caracterul lor de microconglomerate sau conglomerate, uneori cu aspect brecios, cu elemente frecvente între 2 - 5 cm, rar 10 cm, sau chiar secvențe cu blocuri de până la 40 - 50 cm. Spectrul petrografic variabil de la o zonă la alta,

UNIVERSITY LIBRARY CENTRAL

cu preponderența fie a cristalinului și, în special, a cuarțurilor albe, fie a calcarelor, ultimele atribuite ca vârstă Jurasic superior - Neocomianului; acumularea lor în condițiile unui fan submarin alimentat prin canion (Dinu, 1985).

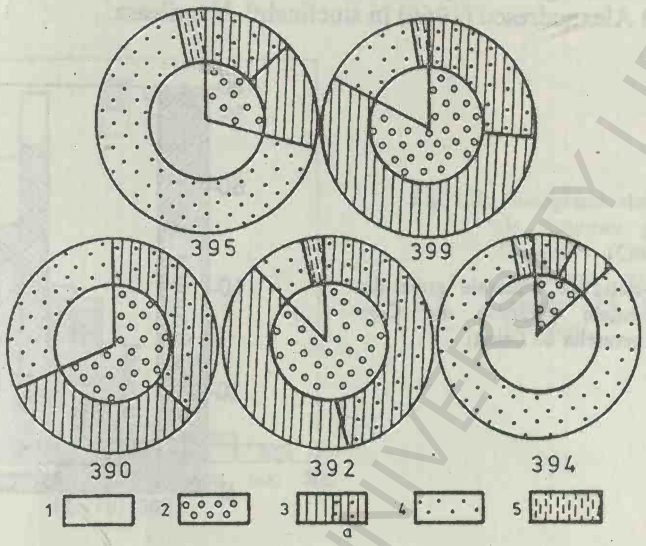


Fig. 118. Spectrul compoziţional al Conglomeratelor de Leţești din bazinul Bistriței: *1* – Matrice; *2* – Galeți; *3* – Cristalin; *a* – Cuarțuri; *4* – Nisip; *5* – Silt.

Lipsa unor observații de detaliu ne-a făcut să analizăm mai îndeaproape această formațiune ruditică, urmărind-o în zona de stratotip, și anume, în profilul de la Lețești din bazinul Bistriței.

La Lețești succesiunea apare deschisă, atât în șoseaua națională Poiana Teiului - Bicaz, cât și mai jos, în malul lacului Izvoru Muntelui. Analiza atentă arată că, de fapt, nu avem de a face cu o simplă formațiune conglomeratică, ci cu un ansamblu de structuri depoziționale, care, după cum vom vedea, prezintă o certă semnificație sedimentogenetică. În consecință, formațiunea în discuție va fi analizată din punct de vedere granulometric, petrografic, morfometric și facial, încercând în final și câteva aprecieri paleomediale.

D a t e p e t r o g r a f i c e, g r a n u l o m e t r i c e și m o r f o m e t r i c e. Este de consemnat de la început faptul că formațiunea nu este exclusiv ruditică, ci rudito - arenitică, justificându-se denumirea dată, inițial, acestor depozite de către Băncilă (1958) de "Conglomeratul și Gresia de Lețești".

Conglomerate. În descrierea lor am utilizat scara Wentworth și clasificarea lui Lombard, pentru a avea un echivalent a lor cu cele descrise în literatura străină. Din acest punct de vedere s-au separat conglomerate fine, medii și grosiere.

Conglomeratele fine (2 - 4 mm) le considerăm echivalente micro-conglomeratelor din terminologia românească (proba 392; tabelul 42). Conglomeratele medii (4 - 64 mm - pebble conglomerates) sunt cele mai frecvente (probele 390, 399), în timp ce conglomeratele grosiere (64 - 256 mm - cobble

conglomerates) apar sporadic sub formă de corpuri lenticulare; de amintit că pe interfluviul Aţa - Brateş, Băncilă (1958) semnalează un tip particular constituit din blocuri mari de până la 40 - 50 cm diametru, ceea ce ar corespunde unor conglomerate foarte grosiere (peste 256 mm - boulder conglomerates); acelaşi fapt îl semnalează Alexandrescu (1966) în sinclinalul Negrileasa.

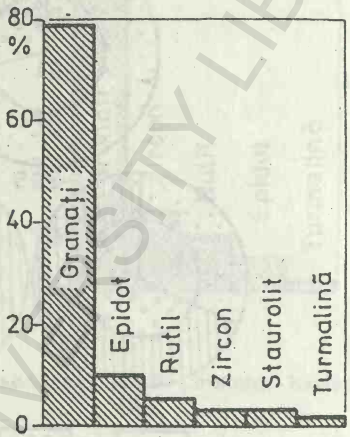


Fig. 119. Asociaţia de minerale grele din secvenţele grezoase ale Conglomeratelor de Leţeşti.

Raportul galeţi/matrice introduce şi el trăsături distincte în masa acestor rudite (tabelul 42). În cazul conglomeratelor fine şi medii, matricea se ridică la 10 - 32%; conglomeratele grosiere cu caracter lenticular sunt lipsite de matrice. În frecvente cazuri, matricea ajunge la 72 - 88% din masa conglomeratului, fiind vorba, de fapt, de gresii conglomeratice, termen pe care literatura străină îl preferă celui de paraconglomerate (probele 394, 395). Matricea este o gresie slab cimentată, grosieră (Md = 0,50 - 0,75 mm) şi slab sortată (σ = 1,26 - 1,70); participarea fracţiunii siltice în cadrul matricei este nesemnificativă (tabelul 42, fig. 118).

Tabelul 42. **Spectrul granulometric al Conglomeratelor de Leţeşti - bazinul Bistriţei**

Probe	Matrice	Claste	Claste			Matrice		Nisip	
			< 4	> 4	dim.max.	Nisip	Silt	Md	σ
	%	%	mm	mm	mm				
390	32	68	19,04	80,96	45	100	-	0,65	1,70
392	10	90	100	-	30	100	-	0,75	-
394	88	12	60	40,00	14	98,62	1,38	0,55	1,26
395	72	28	88,24	11,76	12	99,15	0,85	0,55	-
399	19	81	15,85	84,15	70	99,48	0,52	0,50	-

Gresiile. Caracterul geliv al gresiilor a dat posibilitatea unor analize granulometrice, din care reiese că ele sunt de la mediu granulare (Md = 0,30 - 0,40 mm) la fine (Md = 0,20 mm) şi foarte fine (Md = 0,09 mm; tabel 43) şi cu sortare de la moderată (σ = 0,90), până la slabă (σ = 1,26 - 1,45). Pe fracţiunea de 0,10 şi 0,063 mm s-a analizat, prin separare pe bromoform, conţinutul în minerale grele,

asociația identificată fiind prezentată în histograma din figura 119. Aceasta este dominată de granați, urmați de epidot, rutil și apoi grupul RTZ de minerale suprarezistente; atât prin specii cât și prin predominarea granaților este similară cu cea din Gresia de Cotumba.

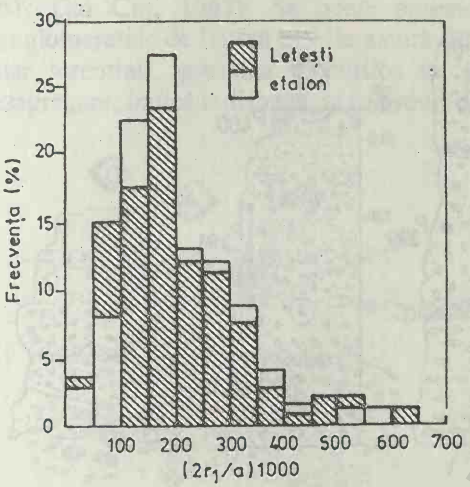


Fig. 120. Histograma etalon al indicelui de rotunjire pentru mediul fluviatil (Cailleux, 1952) comparată cu a galeților cuarțoși din Conglomeratele de Lețești.

Tabelul 43. **Compoziția granulometrică a gresiilor asociate Conglomeratelor de Lețești din bazinul Bistriței**

Componenți (%)→ Probe↓	Nisip	Silt	Argilă	Mediana (mm)	σ
391	90,82	7,26	1,92	0,30	1,45
396	96,86	2,96	0,95	0,40	1,26
397	83,30	13,02	3,68	0,09	-
400	95,32	3,18	1,50	0,20	0,90

Din punct de vedere petrografic, indiferent de tipul lor granulometric dominante sunt șisturile cristaline, gresiile și calcarele, în profilul de la Lețești fiind cu totul sporadice. Cuarțurile alb - gălbui dețin procente, în general, peste 50% , cu valori maxime de 60%; numai în două cazuri ele coboară la 46% și, respectiv, 36%. (fig. 118). În cazul conglomeratelor fine și medii, natura șisturilor cristaline, în afara cuarțului, este greu de diagnosticat. Ea a putut fi determinată mai sigur în cazul conglomeratelor grosiere, pe baza observațiilor macroscopice, dar și a secțiunilor subțiri. Astfel, s-au evidențiat granite gnaisice cu mult biotit și hornblendă, gnaise cuarțo - feldspatice cu biotit, în care cuarțul ajunge la proporții de 60 - 65%, paragnaise muscovito - biotitice, șisturi cuarțo - feldspatice cu muscovit și biotit, pegmatite larg cristalizate cu ortoză și muscovit. Destul de rară este, se pare, participarea rocilor magmatice. Secțiuni subțiri prin galeții de culoare verzui - negricioasă arată o rocă cu alterare avansată din care lipsesc atât cuarțul cât și feldspații, observându-se doar rari piroxeni, iar ca minerale secundare epidot,

BCU CLUJ EXTRA UNIVERSITY LIBRARY

zoizit. Este sigur vorba de roci bazice, dar greu de diagnosticat specific. Cristalinul este evident mezometamorfic, de origine central carpatică, amintind prin prezența granitoidelor, grupul de Bretila - Rarău cu care acestea se asociază.

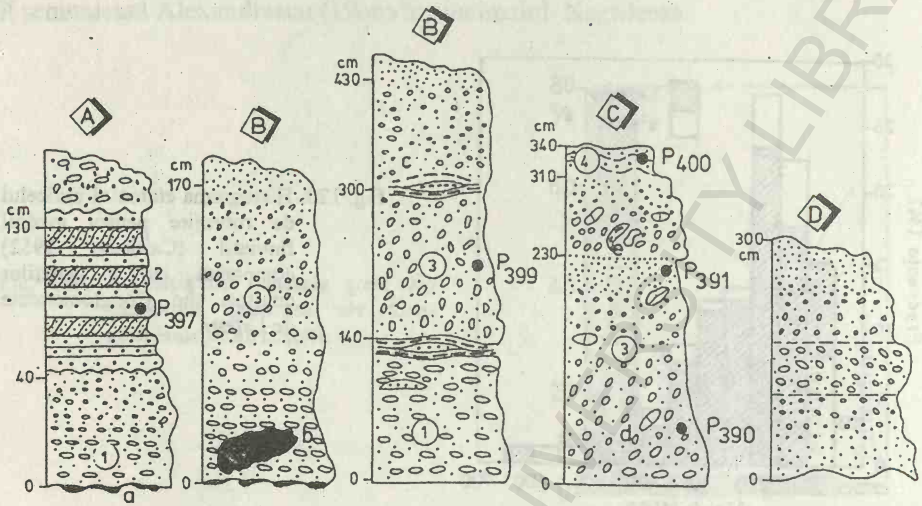


Fig. 121. Coloane de detaliu în faciesurile rudito - arenitice organizate din Formațiunea de Lețești: *A* – granoclasare și stratificație oblică ; *B* – granoclasare cu termen final grezos lipsit de stratificație; *C* – granoclasare și stratificație convolută; *D* – granoclasare normală și inversă: *1* – granoclasare cu galeți orientați; *2* – laminație oblică cu lamine frontale sigmoidale; *3* – granoclasare cu galeți neorientați; *4* – laminație convolută; *a* – mecanoglife de dragaj; *b* – bloc de gnais cuarțo - feldspatic cu biotit; *c* – gresii elipsoidale cu peliculă argiloasă; *d* – claste calcaroase bine rotunjite; *e* – structură de "ripped - up".

După cum aminteam, calcarele sunt destul de sporadice; apar mai mult sub forma unor corpuri elipsoidale, cu diametre de 10 - 30 cm, atât în conglomerate, cât și în gresii. Calcarele elipsoidale sunt puternic diaclazate, fine și au culoarea cenușie până la ciocolatie; microfacial, sunt micrite cu rar cuarț siltic și paiete de sericit, cu un conținut în carbonați de peste 96%. Galeții de calcare se prezintă sub două varietăți: fie calcare cenușii în plachete, uneori cu fucoide, fie calcare roz, mai compacte, dure; primele sunt micrite cu cuarț siltic în jur de 10%, paiete de sericit și loje disparate de foraminifere umplute cu pirită; în acestea carbonații coboară până la 84%. Calcarele roz sunt de fapt siilicolite calcaroase în care masa principală este constituită de spiculi de spongieri calcedonitici; în acestea din urmă carbonații ajung abia la 30%, subliniind caracterul de spongolit calcaros al rocii. Fără îndoială că aceste calcare și spongolite calcaroase aparțin unui sedimentar mezozoic, asociat cristalinului central carpatic, dar în legătură cu care nu avem nici o indicație mai precisă asupra încadrării sale stratigrafice.

Pe lângă studiul granulometric și petrografic am efectuat și o sumară analiză morfometrică a galeților. O considerăm sumară, întrucât ea se bazează pe o singură probă; este vorba de selecționarea a 100 de galeți de cuarț cu dimensiuni între 30 - 60 mm, pentru care s-au calculat indicii Cailleux ai rotunjirii, aplatizării și

asimetriei. Așa cum se deduce din figura 120, histograma indicilor de rotunjire pentru Conglomeratele de Lețești, se apropie foarte mult de histograma etalon pentru mediul fluvial (Cailleux, 1952, în Tövissi, 1972). O relativă apropiere se observă și între valorile medianelor rotunjirii (223) și aplatizării (1,27) galeților de cuarț de la Lețești și galeții similari din aluviunile râului Piave (241 și, respectiv, 1,61; Dal Cin, 1967). Se poate aprecia deci că fasonarea materialului din Conglomeratele de Lețești este de natură fluvială, iar în cazul secvențelor brecioase, chiar torențială, prezența blocurilor de pegmatite, deosebit de vulnerabile la dezagregare, indică o distanță de transport destul de scurtă.

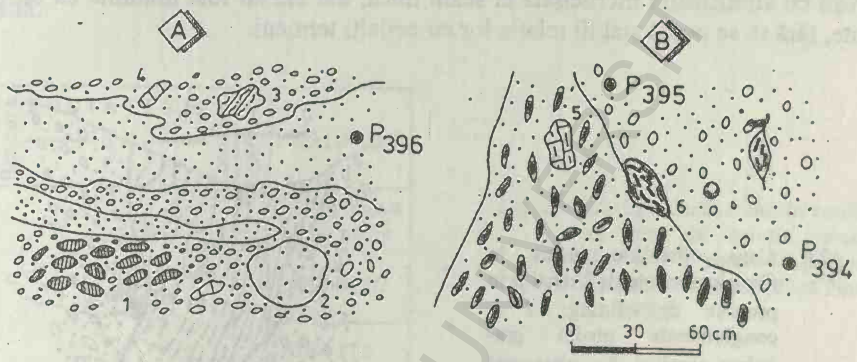


Fig. 122. Schiță de detaliu în faciesurile rudito - arenitice dezorganizate din Formațiunea de Lețești: *A* - Schimbări abrupte de facies; *1* – conglomerate grosiere cu dezvoltare lenticulară; *2* – bloc de gresie bine rotunjit; *3* – bloc de gresie convolută; *4* – claste calcaroase elipsoidale; *B* – gresie conglomeratică cu trecere la brecii cu claste argiloase și calcaroase (*5*); *6* – structuri de "ripped - up".

C o n s i d e r a ț i i f a c i a l e. Așa cum anticipam, formațiunea în cauză prezintă, de fapt, un complex de structuri depoziționale, adică de faciesuri distincte și cu semnificație paleomedială bine precizată. Dacă urmăm clasificarea lui Stow (1992), atunci aceste faciesuri pot fi separate mai întâi după criteriul granulometric și apoi după organizarea internă. După cum am văzut deja, din punct de vedere granulometric este vorba de un singur facies, și anume, rudito - arenitic. După cel de al doilea criteriu avem de a face cu faciesuri organizate și faciesuri dezorganizate.

A. *Faciesuri organizate.* Observațiile de teren arată că parte din rudito - arenitele de Lețești prezintă fenomene de granoclasare normală și inversă, cu ritmuri de diverse tipuri. Elementul comun al ritmurilor este debutul lor cu conglomerate medii care trec la gresii conglomeratice și sfârșesc cu gresii mediu granulare, fine și chiar foarte fine; procentual și dimensional galeții se reduc progresiv de jos în sus; prezența matricei arată că granoclasarea este de tip fracționat.

Se distinge mai întâi un tip facial în cadrul căruia galeții din bază sunt orientați cu axa lungă în direcția planului de stratificație; spre partea superioară a ritmului, gresiile în strate centimetrice până la decimetrice, prezintă secvențe cu laminație oblică la scară mică; se disting clar laminele bazale, dorsale, precum și

laminele frontale de tip sigmoidal (concav - convex; fig. 121 *A*); la partea inferioară a stratelor apar mecanoglife de dragaj. În alte ritmuri, spre partea mediană, galeții sunt dispuși dezordonat, partea superioară continuând cu aceleași gresii conglomeratice și sfârșind cu gresii mediu granulare masive fără nici un fel de stratificație; în bază au uneori blocuri mari de șisturi cristaline, iar la diverse nivele gresii elipsoidale cu peliculă argiloasă (fig. 121 *B*).

Există și ritmuri cu granoclasare normală, cu galeți lipsiți de orientare și care sfârșesc fie cu gresii mediu granulare masive, fie cu gresii foarte fine, cu stratificație convolută, sau chiar contorsionată (fig. 121 *C*). Se pot observa apoi ritmuri cu granoclasare inversă, cu aceeași dispoziție dezordonată a galeților. Apar și gresii cu stratificație încrucișată la scară mică, dar ele au fost întâlnite ca blocuri izolate, fără să se poată stabili relația lor cu ceilalți termeni.

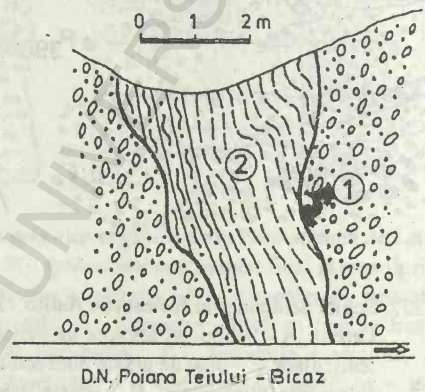


Fig. 123. Corp olistolitic inclus în Conglomeratele de Lețești prin procese de sliding: *1* – conglomerate mediu granulare masive; *2* – alternanță de argile și gresii curbicorticale.

B. *Faciesurile dezorganizate.* După cât se pare, cel puțin jumătatea superioară a formațiunii în discuție aparține acestui tip facial, în care conglomeratele, gresiile conglomeratice, cât și gresiile se dezvoltă masiv, fără nici un fel de stratificație, cu treceri abrupte între ele, atât verticale cât și direcționale; acestea includ și lentilele metrice de conglomerate grosiere (fig. 122 *A*). În extremitatea superioară a formațiunii se observă trecerea gresiilor conglomeratice la o brecie formată dintr-o matrice nisipoasă care include foarte frecvente fragmente de argile solzoase și galeți de calcar (fig. 122 *B*).

În aceeași grupă de faciesuri trebuiesc incluse și cele rezultate în urma procesului de remaniere intraformațională. Este vorba de structurile de fall - rock, ripped - up și sliding. Ca fall - rock, considerăm blocurile de gresii curbicorticale, lipsite de urme de uzură; structurile de ripped - up reprezintă, de fapt, enclave de argile, în general, elipsoidale, cu dimensiuni de la câțiva centimetri la 20 - 30 cm, indicând curenți cu putere erozivă. Atât blocurile rostogolite (fall - rock), cât și argilele smulse (ripped - up) de curenți provin din gresiile convolute și argilele care amintesc formațiunea curbicorticală și care se mai întâlnesc ca intercalații în formațiunea Gresiei de Cotumba.

Procesele de sliding care au însoțit acumularea Formațiunii de Lețești sunt dovedite de prezența unor corpuri olistolitice de gresii convolute în alternanță cu

argile, incluse în conglomeratele masive (fig. 123). Conturul sinuos al contactului, natura exotică a acestor depozite în raport cu roca gazdă, arată proveniența lor din Gresia de Cotumba subjacentă, prin procese de alunecare submarină. Alternanța de gresii - argile din corpul olistolitic nu prezintă deformări notabile, ceea ce ne face să credem că avem de a face în cazul de față cu un proces de sliding și nu de slumping.

Reconstituiri paleomediale. Trăsăturile faciale sub care apar rudito - arenitele de tip Leţești ne îndreptățesc să presupunem că ele s-au acumulat în mediul de sedimentare specific fan - deltelor (fig. 125) acestea în accepțiunea clasică a termenului introdus de către Holmes (1965). O trecere în revistă a principalelor trăsături care caracterizează un asemenea domeniu vine să confirme presupunerea noastră.

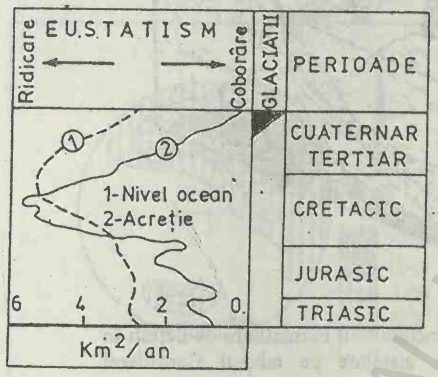


Fig. 124. Curba eustatismului în corelație cu rata de acreție oceanică (km^2/an) pentru intervalul Triasic - Cuaternar (după Plint *et al.*, 1992).

Cunoștințele asupra fan - deltelor au fost sintetizate în ultimele decenii de către Stow (1986), Elliot (1986), Walker (1992) sau Reading, Richards (1994). La acestea adăugăm studiile regionale ale lui Wescott, Ethridge (1980) privind fan - delta din sud - estul Jamaicăi, Gnaccolini (1978) asupra fan - deltelor oligocene din bazinul Liguro - piemontez, ale lui Dabrio (1990), privind fan - deltele neogen - cuaternare din Cordilierele Betice sau investigațiile lui Weltje (1992) asupra depozitelor similare din oligo - miocenul calabrian; amintim, în fine, cercetările lui Ferentinos *et al.* (1988) asupra fan - deltelor actuale din Mediterana, respectiv Golful Corintului.

Din toate aceste informații reiese că fan - deltele se caracterizează prin sedimente grosiere rudito - arenitice, cu grosimi de numai 100 - 200 m extinse pe distanțe radiare obișnuit de 1 - 5 km, rar 10 km și un gradient de pantă de la 50 - 250 m/km (2 - 14°) sau chiar mai mare (450 m/km - 27°). În acest mediu de sedimentare de natură aluvial - litorală, depozitele, în general grosiere, se detașează prin sortare slabă, secvențe de stratificație gradată normală sau chiar inversă, laminație oblică și încrucișată. Faciesurile relativ organizate se asociază cu structuri haotice de tipul fall - rock, ripped - up sau de slumping și sliding. Rezultă, astfel, o structură de ansamblu amalgamată cu treceri de facies abrupte, atât laterale cât și verticale, cu frecvente remanieri intraformaționale. Curenții fluviatili se conjugă cu

curgerile de sedimente de densitate ridicată generând, în parte, acumulări cu caracter fluxoturbiditic. Totul indică o sedimentare realizată deasupra bazei valurilor sub influența unei rate de eroziune ridicată, impusă de factori tectonici, climatici sau de eustatism.

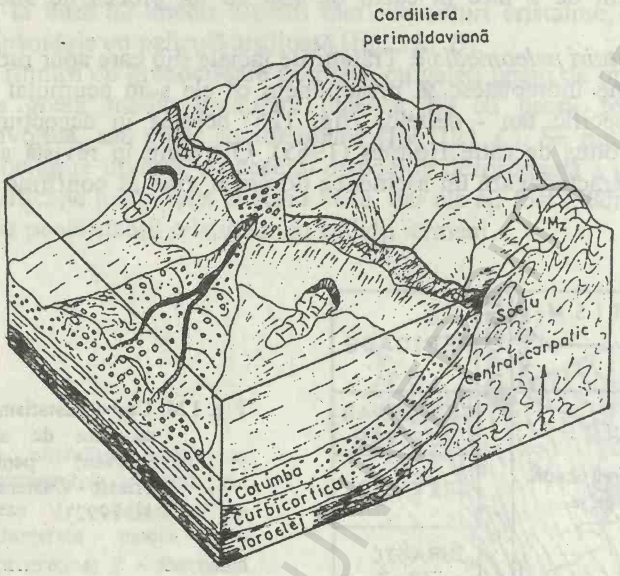


Fig. 125. Tentativă de reconstituire a acumulării Formațiunii de Lețești în condițiile de fan - delte instalate pe taluzul Cordilierei Perimoldaviene.

În mod concret, zonele de fan - delte în care s-au acumulat depozitele de tip Lețești au apărut odată cu activarea cordilierei care separa fosa vest - internă (Pânza de Ceahlău) de fosa est - internă (Pânza de Teleajen), presupusă inițial de Băncilă (1958, pag. 205) și denumită ulterior de către Săndulescu (1984) drept Cordiliera Perimoldaviană. Era în mod cert de tip central - carpatic, dacidică, fapt dovedit și de cristalinul remaniat în Conglomeratele de Lețești, dar probabil, cu o cuvertură sedimentară mezozoică subțire și discontinuă. Această cordilieră a fost activată ca relief odată cu tectogeneza mezocretacică din vremea Albianului. Se pune problema însă, dacă nu cumva nu este vorba de o activare tectonică, ci pur și simplu de o coborâre a nivelului eustatic. Dar, după cum se știe, Albianul și mai ales Cenomanianul sunt cunoscute ca etaje de mare transgresivitate; faptul este demonstrat de diagrama oferită de Plint *et al.* (1992), în care se observă o suprapunere perfectă între maximum eustatic și maximum de acreție a scoarței oceanice din vremea Cretacicului. Se poate deduce de aici că activarea cordilierei Perimoldaviene a fost exclusiv de natură tectonică, ridicarea făcându-se cu o rată superioară celei eustatice; în acest fel a ajuns la nivelul eroziunii nu numai soclul și cuvertura sedimentară de tip central - carpatic, dar și termeni inferiori Conglomeratelor de Lețești, respectiv Gresia de Cotumba - Sita - Tătaru. Activarea ei a fost neuniformă în timp și spațiu. O dovedește în primul rând dezvoltarea formațiunii rudito - arenitice de tip Lețești fie la partea superioară a Gresiei de

Cotumba - Sita - Tătaru, fie la partea mediană a acesteia (Băncilă, 1958; Gräf, 1975; Săndulescu, 1984; Dinu, 1985). Există dovezi că ridicarea s-a manifestat chiar mai devreme ; este de notat în acest sens identificarea breciei de Sita Buzăului de către Ștefănescu (1964) la numai 150 m de baza acestei gresii.

În concluzie, din studiul granulometric, petrografic, morfometric și facial se poate deduce că formațiunea rudito - arenitică de Lețești s-a acumulat în condițiile unor fan - delte și nu fan - uri submarine cum s-a susținut (Dinu, 1985) instalate pe taluzul Cordilierei Perimoldaviene, situată spre interiorul fosei corespunzătoare Pânzei de Teleajen, în urma activării acesteia în tectogeneza mezocretacică; structurile depoziționale cu relativă granoclasare normală și inversă, rezultate în urma unor curgeri de sedimente (mass - flow) asociate cu cele masive sau haotice răspunzătoare de remanierile intraformaționale, indică o sedimentare în condiții de instabilitate tectonică destul de accentuată și un gradient de pantă ridicat.

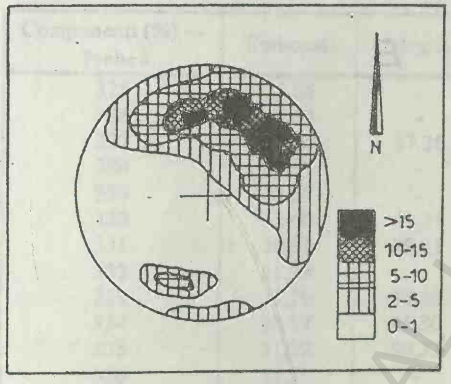


Fig. 126. Diagrama direcțiilor de transport pentru Conglomeratele de Lețești - bazinul Trotușului (după Dinu, 1985).

În ce privește direcțiile de transport, deși măsurătorile efectuate pe galeții imbricați (Dinu, 1985) arată o largă dispersie (fig. 126), totuși se poate reține o oarecare concentrare a acestora spre N și NE; deci este vorba de un transport relativ longitudinal, în contradicție cu fan - deltele instalate pe taluzul estic al Cordilierei Perimoldaviene și care presupun, din contra, un transport transversal. După același autor este vorba de direcții primare vest - est deviate brusc spre nord, de curenții mult mai puternici, răspunzători de transportul materialului primar al Gresiei de Cotumba. În favoarea ideii, trebuie menționată diminuarea progresivă a grosimii conglomeratelor cu cât ne deplasăm mai spre est , asociată cu reducerea diametrului galeților de la 10 - 15 cm, în părțile interne, la 1 - 5 cm, în părțile externe. Similitudinea asociației de minerale grele din Gresia de Cotumba și gresiile din Conglomeratele de Lețești (fig. 117, 119) sugerează că în timp ce materialul ruditic provine din vest, cel nisipos își are originea în sud, din curenți longitudinali.

4.6. Formațiunea curbicortical superioară

Definită astfel de către Săndulescu (1962. 1990) ea este echivalentă cu Stratele cu Aucelline (Filipescu *et al*, 1961), Orizontul șistos cu siderite (Filipescu, Săndulescu, 1963; Dinu, 1985; Gräf, 1975; Alexandrescu, 1966, 1967; Ștefănescu, 1969) sau Stratele de Turia (Bucur, 1970).

În vederea studiului petrografic a fost urmărită și probată succesiunea din lungul pârâului Neagra din bazinul Bicazului, în aval de confluența Neagra Mică - Neagra Mare. Analizele granulonetrice și determinările de carbonați, conexate cu studiul microfacial ne-au dus la constatarea că în cadrul formațiunii se separă următoarele categorii de roci: argile și marne silto - nisipoase, cuarțsiltite calcaroase, sublitarenite și litarenite calcaroase și marne slab sideritice; cuarțsiltitele cât și sublitarenitele și litarenitele sunt predominant convolute; 65% din grosimea formațiunii revin termenilor argilo - marnoși (fig. 127). De menționat, intervenția spre jumătatea superioară a formațiunii a unui nivel de gresii în bancuri groase, o recurență, de fapt, a faciesului grezos de Cotumba și pentru care Săndulescu (1984) a utilizat denumirea de Gresia de Ciugheș.

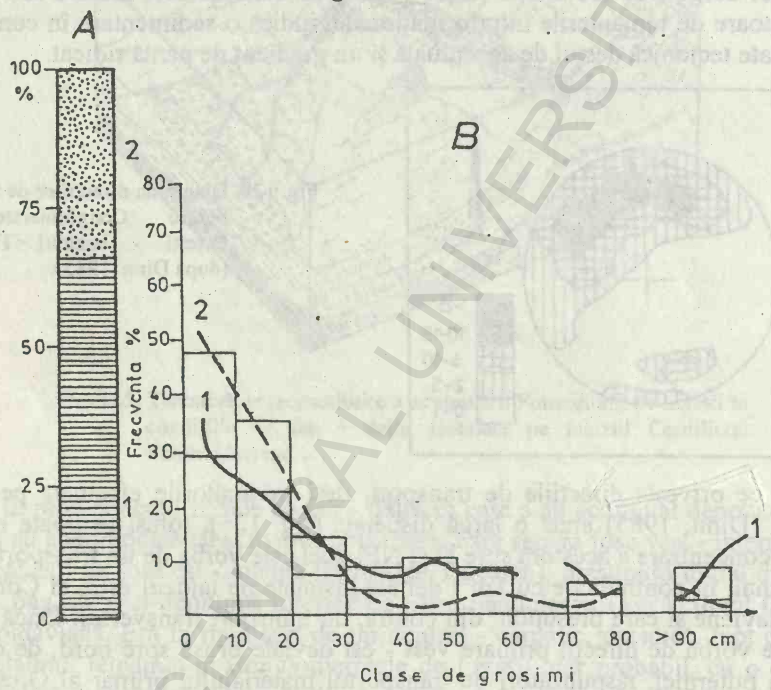


Fig. 127. Repartiția termenilor petrografici din Formațiunea curbicortical superioară în coloană (*A*) și după clase de grosimi (*B*): *1* – argile și marne silto - nisipoase; *2* – litarenite, sublitarenite și cuarțsiltite calcaroase.

Marne silto - nisipoase. Sunt rocile care alături de argilele siltice formează 65% din coloana formațiunii și care se prezintă ca intercalații de la câțiva cm și până la maximum 2 m. Ele reprezintă termenul final al ritmurilor turbiditice binare sau ternare (fig. 128, 129). În teren au aspect nisipos cu desfacere în plachete, sunt muscovitice, de culoare maronie, gălbuie sau chiar cenușiu - negricioasă; a fost analizat din acest tip petrografic un număr de 7 probe (327, 330, 331, 333, 334, 335, 338). Conținutul în argilă (tabelul 44) variază între 37 - 54%, în timp ce carbonații se ridică la valori de 26 - 31%; cei doi componenți plasează probele respective în câmpul marnelor silicioase, mai bine zis silto - nisipoase (fig. 130).

Fracțiunea silto - nisipoasă cu valori de 19 - 36% este formată, așa cum arată analiza microscopică a reziduului din cuarț, feldspați, sericit - muscovit, rare cherturi, hematit și minerale grele printre care mai frecvent turmalina, zirconul și epidotul și cu totul sporadic granatul și rutilul.

Argile silto - nisipoase. Parte din intercalațiile lutitice ale flișului curbicortical superior se dovedesc a fi argile silto - nisipoase, așa cum arată proba 341, plasată în diagrama din figura 130 în câmpul respectiv. Ca și în varietățile marnoase, fracțiunea epiclastică este dată de cuarț angular, urmat de sericit - muscovit și minerale grele, mai frecvent turmalina și zirconul; culoarea maronie sau chiar negricioasă este rezultatul conținutului în materie organică (tabelul 44).

Tabelul 44. **Spectrul compozițional al termenilor petrografici din Formațiunea curbicortical superioară - bazinul Neagra**

Componenți (%) → Probe↓	Carbonați	Argilă	Silt + nisip	Materie organica*	Carbon organic
325	25,85	-	74,15	-	-
326	36,52	-	63,48	-	-
327	26,45	37,26	36,29	1,83	2,33
328	45,71	-	54,29	-	-
329	35,87	-	64,13	-	-
330	31,60	49,31	19,09	1,87	4,97
331	30,91	39,71	29,38	1,31	1,34
332	31,75	-	68,25	-	-
333	31,26	54,30	14,44	2,13	4,28
334	30,37	45,80	23,83	2,55	2,94
335	31,22	50,33	18,45	2,34	1,78
336	23,55	-	76,45	-	-
337	33,45	-	66,55	-	-
338	27,51	41,91	30,58	0,06	-
339	49,91	-	50,09	-	-
341	21,14	54,51	24,35	1,58	2,09

*Materia organică și carbonul organic au fost determinate pe probe separate

Sublitarenite și litarenite calcaroase. Sunt gresii în strate decimetrice, cu desprindere în plăci, cu laminație paralelă (proba 325) sau curbicorticale (probele 328, 339), cenușii, puternic muscovitice și relativ dure; constituie partea bazală a unor ritmuri binare sau ternare (fig. 128, 129).

În aceste gresii cuarțul mono- și policristalin participă în procente între 60 - 80%; feldspații sunt în proporții de 3 - 5% și mai frecvent potasici. În fracțiunea litică, metamorfitele sunt reduse procentual la 2 - 5% și constituite mai ales din șisturi cuarțito - sericitoase și cloritoase și destul de rar din gnaise și micașisturi; litoclastele sedimentare sunt reprezentate cel mai frecvent prin calcare micritice la care se adaugă rare cherturi (3 - 5%). Muscovitul, împreună cu biotitul și cloritul ajung să participe în cantități ridicate (10 - 33%); mineralele micacee sunt adesea orientate, indicând laminația paralelă sau convolută a gresiilor. În unele secțiuni se observă frecvent epidot, zircon și rar glauconit (proba 328), în timp ce în altele (339) este mai frecventă pirita după loje de globigerine. Liantul este o calcită sparitică cu rol de ciment bazal sau de pori; materialul epiclastic prezintă dimensiuni extreme între 0,02 - 0,50 mm cu o frecvență mai mare între 0,07 -

0,15 mm, indicând caracterul fin arenitic al acestor roci. După compoziția în *QFL*, gresiile din flișul curbicortical superior cad, după cum se observă în figura 111, în câmpul sublitarenitelor și litarenitelor; conținutul ridicat în carbonați (între 25 - 49%), le conferă un caracter calcaros, cu trecere, probabil, chiar la calcare grezoase.

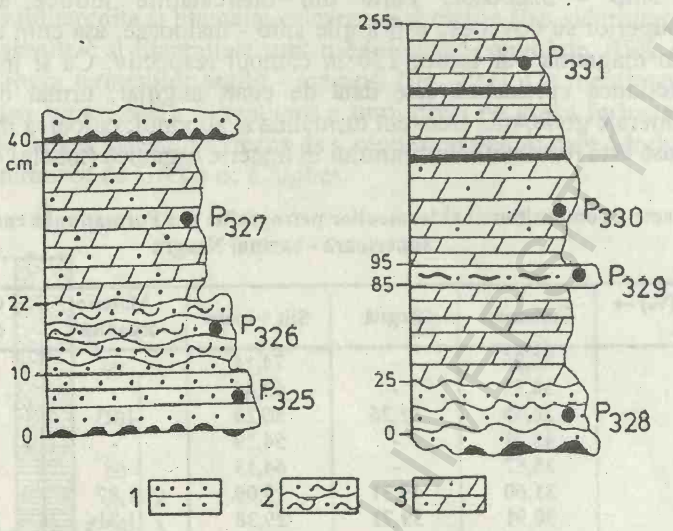


Fig. 128. Ritmuri turbiditice probate din Formațiunea curbicortical superioară - bazinul Neagra (Bicaz): *1* – litarenite și sublitarenite calcaroase; *2* – cuarțsiltite calcaroase; *3* – marne silto - nisipoase.

Cuarțsiltite calcaroase. Așa cum se deduce și din figurile 128 și 129 cuarțsiltitele calcaroase se plasează în coloană, în trei situații distincte: ca termen bazal al ritmurilor turbiditice binare (probele 336, 337, 332), ca termen intermediar în ritmurile ternare, între sublitarenitele și litarenitele din bază și marnele și argilele terminale (proba 326) sau ca intercalații singulare subțiri în masa marnelor și argilelor. Sunt cenușii, puternic muscovitice, cel mai adesea curbicorticale și în general gelive, moi.

Tabelul 45. **Chimismul principalelor tipuri petrografice din Formațiunea curbicortical superioară - bazinul Bicazului (Neagra)**

Componenți→ (%) Probe↓	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	PC
327	52,44	18,52	7,06	3,07	5,64	1,42	2,03	9,46
328	46,09	9,92	3,92	1,65	18,83	1,50	1,15	17,49
331	48,10	17,79	6,34	3,59	8,39	1,62	2,11	11,90
332	48,66	15,56	5,88	3,75	10,35	1,54	1,84	12,63
338	50,53	17,20	6,53	3,74	8,23	1,25	2,01	10,73
340	25,83	9,50	7,58	0,87	28,53	0,78	1,41	25,60
341	54,11	21,83	7,77	3,33	2,42	1,30	2,54	6,56

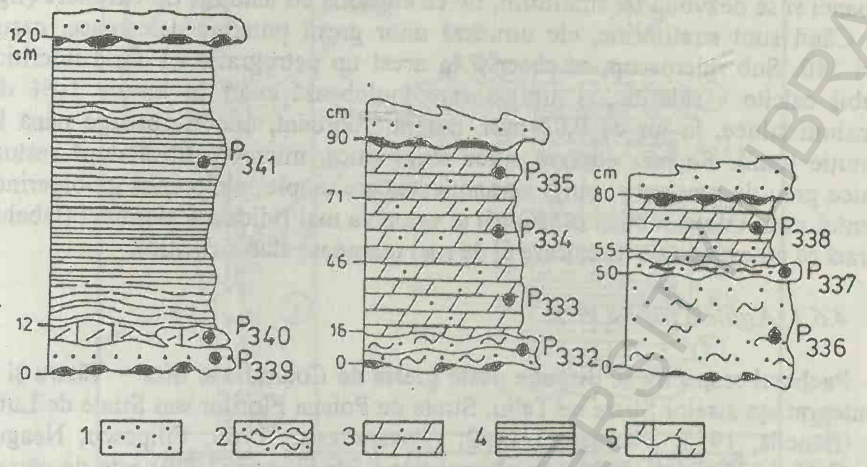


Fig. 129. Ritmuri turbiditice probate din Formațiunea curbicortical superioară - bazinul Neagra: *1* – sublitarenite și litarenite calcaroase; *2* – cuarțsiltite calcaroase; *3* – marne silto - nisipoase; *4* – argile silto - nisipoase; *5* – marne slab sideritice.

Deși în teren ele au fost asimilate unor gresii fine, dimensiunile fracțiunii detritice se situează ca extreme între 0,01 - 0,12 mm în timp ce dimensiunile cele mai frecvente se cuprind între 0,04 - 0,06 mm, subliniind, de fapt, caracterul siltic al acestor roci. Mineralogic, în ele predomină cuarțul, urmat de sericit - muscovit și clorit; uneori, sericit - muscovitul și cloritul se află la paritate cu materialul cuarțos; sericit - muscovitul subliniază, chiar și la scară microscopică, laminația convolută a rocii. Acestora li se mai adaugă feldspați potasici și rare cherturi alături de minerale grele (epidot, granat, zircon). Cimentul este o calcită sparitică; conținutul în carbonați (23 - 36%) subliniază caracterul calcaros al acestor siltite cuarțo - sericitice.

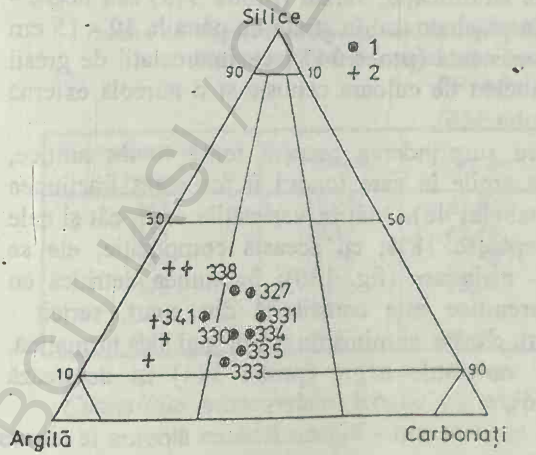


Fig. 130. Proiecția rocilor cu aspect lutitic din Formațiunea curbicortical superioară în diagrama carbonați - silice - argilă: *1* – Formațiunea curbicortical superioară; *2* – argile roșii și verzi intercalate.

BCU IAȘI CENTRU UNIVERSITAR LIBRARY

Marne slab sideritice. Acestea se plasează, în special, în jumătatea superioară a coloanei și se dezvoltă fie stratiform, fie ca elipsoizi cu tendință de exfoliere (fig. 129). Când sunt stratiforme, ele urmează unor gresii puternic calcaroase, cazul probei 340. Sub microscop, se observă în acest tip petrografic un fond micritic, probabil calcito - sideritic, și argilos care înglobează cuarț în jur de 10% de dimensiuni siltice, în jur de 0,03 mm, puternic corodat, uneori aproape până la substituție totală. Se mai observă silice singenetică, microcuarțitică după resturi organice greu de precizat și pirită hematitizată care umple lojele unor globigerine. Procentul scăzut de carbonați (45%) cât și valoarea mai ridicată a aluminei (tabelul 45) arată că nu este vorba de calcare ci de roci marnoase slab sideritice.

4.6.1. Argilele roșii și verzi

Pachetul respectiv se dispune peste gresia de Cotumba și Sita - Tătaru și a fost integrat așa ziselor Strate de Teliu, Strate de Poiana Florilor sau Strate de Lutu Roșu (Băncilă, 1958; Marinescu, 1962; Alexandrescu, 1966; Filipescu, Neagu, 1975; Gräf, 1975; Dinu, 1985). În ultimul timp, Săndulescu (1990) este de părere că așa zisul nivel de marno - argile roșii și verzi nu reprezintă o entitate de sine stătătoare, fiind lipsit de constanță direcțională; după autor, argilele roșii și verzi au deci o dezvoltare locală și la diferite nivele în cadrul flișului curbicortical superior.

Succesiunea din pârâul Ticoș, afluent pe dreapta a Bicazului, urmărită de noi în vederea probării, confirmă acest fapt, în sensul că pachetul respectiv se intercalează clar în flișul curbicortical superior, neavând decât câteva zeci de metri grosime. Din punct de vedere petrografic se cunosc puține lucruri despre aceste depozite și numai din aprecierile de teren; se consideră, cel mai adesea, că pe lângă fondul de argile verzi, cenușii și roșii - vișinii, intervin și intercalații subțiri centimetrice de gresii calcaroase, marne și "calcare marnoase".

În succesiunea de pe pârâul Ticoș (fig. 131) se evidențiază, după aspectul de teren, următoarele tipuri petrografice: argile roșii cu relativă stratificație, cu tendință de desfacere în plachete (proba 342); argile roșii cu aspect marnos, consistente sau mai moi în strate de până la 10 cm (proba 347), cu lamine de argile verzi; roci cu aspect de marne nisipoase, lipsite de stratificație, verzui (proba 343) sau negre - maronii (proba 344); marne verzui în plachete sau în strate de până la 10 - 15 cm grosime, mai dure sau mai puțin consistente (proba 345), cu intercalații de gresii fine, muscovitice care prezintă un nucleu de culoare cenușie și o aureolă externă neagră - cafenie, cu luciu metalic (proba 346).

Argile silto - nisipoase. Spre surprinderea noastră toate rocile lutitice, inclusiv cele cu aspect marnos sunt argile în care fondul îl formează fracțiunea argiloasă cu valori între 52 - 68% (tabelul 46). Atât în varietățile roșii, cât și cele negre sau verzui, carbonații nu depășesc 18%; cu această compoziție, ele se plasează în câmpul argilelor silto - nisipoase (fig. 130); fracțiunea detritică cu dimensiuni siltice și subordonat arenitice este constituită din cuarț, sericit - muscovit, feldspați, frecvente cherturi, clorite și minerale grele, mai ales turmalină, zircon, granat, epidot și staurolit; varietățile negre (proba 344) își datorează culoarea materiei organice (tabelul 46).

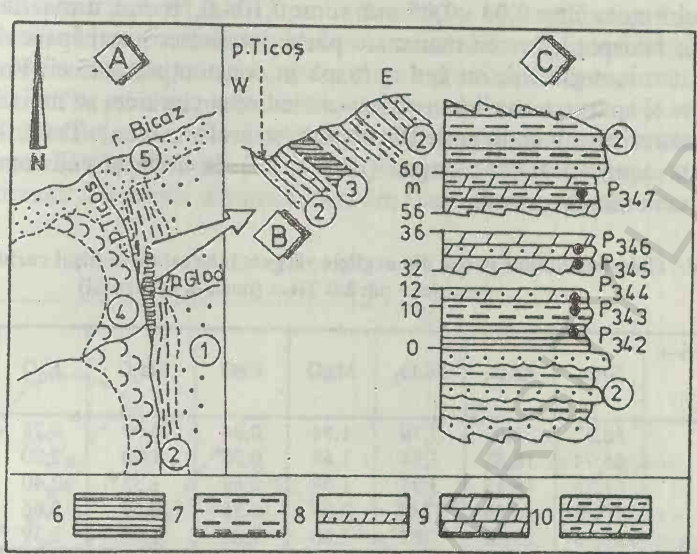


Fig. 131. Aflorimentul de argile roșii și verzi din flișul curbicortical superior din bazinul Bicazului : *A* – schiță geologică; *B* – secțiune geologică; *C* – coloană de detaliu în argilele roșii și verzi cu localizarea probelor; *1* – Gresia de Cotumba; *2* – Formațiunea curbicortical superioară; *3* – intercalație de argile roșii și verzi; *4* – alunecări; *5* – Cuaternar; *6* – argile roșii stratificate; *7* – argile verzi; *8* – cuarțsiltite muscovitice manganifere; *9* – argile verzi în plachete; *10* – argile roșii masive.

Mineralele argiloase identificate în argilele roșii și verzi, prezintă o compoziție mineralogică alcătuită din structuri mixte interstratificate illit/smectit (*R* = 2; *R* = 3), illit/paragonit, illit discret, caolinit și smectit (tabelul 48). Ele se caracterizează, în general, printr-o cristalinitate scăzută.

Tabelul 46. **Spectrul compozițional al argilelor roșii și verzi din cadrul Formațiunii curbicortical superioare - pârâul Ticoș (bazinul Bicazului)**

Componenți (%) → / Probe ↓	Carbonați	Argilă	Silt + nisip	Materie organică
342	12,27	63,93	23,80	0,21
343	18,17	62,48	19,35	0,69
344	11,94	52,50	35,56	4,02
345	13,01	53,08	33,91	0,26
346	9,80	-	90,20	-
347	16,62	68,95	14,43	0,10

Cuarțsiltite muscovitice. Rocile cu aspect grezos (proba 346) cu nucleu cenușiu și aureolă externă neagră - maronie, se dovedesc a fi niște siltite cuarțo - micacee. În ele cuarțul preponderent monogranular predomină în jur de 75% având

dimensiuni obișnuite între 0,03 - 0,05 mm și rar 0,10 - 0,20 mm, urmat de muscovit până la 15%; feldspații, în cea mai mare parte potasici cu participare de până la 10% sunt puternic argilizați, intrând aproape în constituția matricei. Fragmentele litice sunt rare și aparțin șisturilor cuarțito - sericitice și cloritice; se mai observă rar glauconit, cherturi și minerale grele (turmalină, staurolit, zircon). Testările chimice arată prezența compușilor de mangan (tabelul 47) de unde și culoarea neagră - maronie cu luciu metalic a rocii.

Tabelul 47. **Chimismul unor probe din argilele vărgate intercalate în flișul curbicortical superior - pârâul Ticoș (bazinul Bicazului)**

Componenți→ (%) Probe↓	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	PC
342	58,52	22,65	7,70	1,94	0,94	0,99	2,28	4,54
343	65,74	18,83	5,54	1,64	0,90	1,00	2,20	3,97
344	64,25	19,38	3,85	1,08	0,69	1,33	2,40	6,78
346*	23,52	16,46	37,05	2,79	1,55	0,66	0,66	16,59
347	56,23	25,58	7,87	1,58	1,21	1,07	2,39	4,00

* În cazul acestei probe valoarea pentru Fe_2O_3 include și MnO, nedozat cantitativ

Tabelul 48. **Mineralele argiloase identificate prin XRD în argilele roșii și verzi din flișul curbicortical superior**

Probe	Material illitic				Caolinit	Smectit
	ISI	*ISII*	*ID*	*I/Pa*		
342	+	+	+	+	+	+
344	-	+	+	-	-	+
345	-	+	+	+	+	+
347	-	+	+	+	+	+

4.7. Considerații chimice

Din termenii petrografici ai formațiunilor care aparțin Pânzei de Teleajen s-au efectuat analize chimice pe un număr de 31 de probe, din care 12 pe gresii și cuarțsiltite, 2 pe roci aparent sideritice, restul revenind argilelor și marnelor silto - nisipoase, siltitelor argiloase și, bineînțeles, argilelor roșii și verzi (tabelele 34, 38, 41, 45, 47); ne lipsesc analizele chimice pe termenii petrografici ai Formațiunii de Plăieși.

Gresiile și cuarțsiltitele calcaroase. Compoziția chimică a acestora confirmă încadrarea petrografică făcută pe baza compoziției mineralogice (*QFL*), determinată microscopic, în sensul că probele de gresii cad în câmpul litarenitelor și a wackelor, așa cum se observă și în diagrama din figura 132. Deși în realitatea terenului predomină varietățile arenitice, în diagrama menționată numai două probe corespund acestora, restul rămânând în câmpul aferent rocilor de tip wacke. Situația este "alterată" de valorile ridicate în Al_2O_3, care ajung până la 22%, în timp ce

silicea se menține la 9 din cele 12 probe între 50 și 60%. Alumina este furnizată de frecvența mare în cadrul materialului litic a mineralelor micacee, sericit - muscovit, biotit și clorit, care împreună cumulează valori notabile de peste 20%, în unele cazuri chiar 33%; cum de multe ori biotitul prevalează asupra muscovitului, putem explica și valorile ceva mai ridicate de Fe_2O_3; proiecția cuarțsiltitelor calcaroase, de asemenea în câmpul wachelor este și ea o consecință a conținutului ridicat în Al_2O_3, provenit nu numai din mice, ci și din fracțiunea argiloasă.

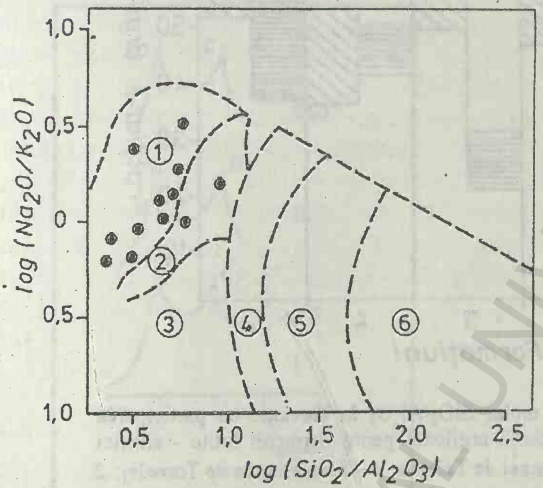


Fig. 132. Proiecția gresiilor din Pânza de Teleajen în diagrama de clasificare după criteriul chimic: *1* - graywacke; 2 – litarenite

Argilele, argilitele și marnele silto - nisipoase. Din datele deja prezentate a reieșit caracterul silto - nisipos al rocilor cu aspect pelitic din formațiunile Pânzei de Teleajen. Parametrii chimici, însă, ca și în cazul digitației de Durău din Pânza de Ceahlău nu îl confirmă; stau mărturie valorile scăzute ale SiO_2 (42 - 58%), și destul de ridicate, uneori, de până la 29 - 33%, ale Al_2O_3. Acestea, în contrast cu participarea fracțiunii argiloase care coboară în majoritatea formațiunilor până la 48 sau chiar 37%. Raportul molar SiO_2/Al_2O_3 prezintă valori sub 5 (fig. 133), specifice unor argile tipice. Explicațiile și implicațiile unei atari situații au fost comentate în capitolul privind digitația de Durău și ele rămân valabile și pentru formațiunile din Pânza de Teleajen.

Marnele și calcarele slab sideritice. Asemenea roci au fost consemnate și descrise în formațiunile de Plăieși, Toroclej și curbicortical superioară. În toate cazurile au fost considerate drept calcare sideritice. Conținutul în carbonați și argilă în cazul unora (Plăieși), a silicei și aluminei în cazul altora (Toroclej, curbicortical superioară) arată însă că este vorba fie de marne, fie de calcare cu caracter silicios (cuarțsiltitic). În toate cazurile, conținutul în Fe_2O_3 este destul de scăzut, încât caracterul lor sideritic nu se verifică (Toroclej) sau este destul de slab (curbicortical superioară).

Argile roșii și verzi. În cazul acestora atât silicea (56 - 65%) cât și alumina (18 - 25%) înscriu valori obișnuite argilelor. Considerăm că faptul reprezintă

rezultatul naturii lor pelagice; presupunerea este dovedită și de participarea fracțiunii argiloase cu valori ceva mai ridicate (52 - 68%), comparativ cu ceilalți termeni turbiditici din Pânza de Teleajen.

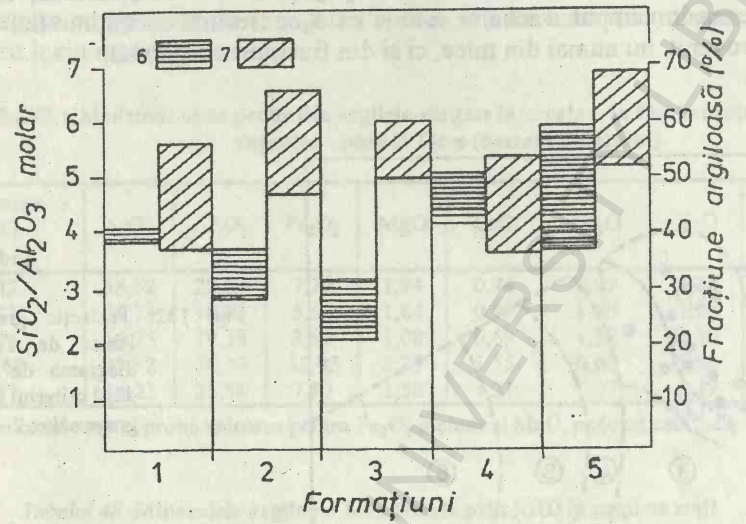


Fig. 133. Valorile raportului molar SiO_2/Al_2O_3 în corelație cu participarea procentuală a fracțiunii argiloase pentru termenii lutito - siltitici din formațiunile Pânzei de Telejen: *1* – Formațiunea de Toroclej; *2* – Formațiunea curbicortical inferioară; *3* – Gresia de Cotumba; *4* – Formațiunea curbicortical superioară; *5* – argile roșii și verzi; *6* – valorile raportului molar; *7* – fracțiunea argiloasă (valori limită).

4.8. Mineralogia fracțiunii argiloase

Fracțiunile sub 2 μm investigate prin difracție de raze X (*XRD*) provin din formațiunile de Toroclej, curbicortical inferioară și superioară și din Gresia de Cotumba. Mineralogic, ele sunt alcătuite preponderent din material illitic și clorit, iar uneori este prezent și caolinitul (tabelul 49). Totuși, structural apar diferențe nete între ele, iar comparativ cu probele din Formațiunea de Sinaia, materialul illitic are o expandabilitate relativ mare. De asemenea, se remarcă valori mari ale indicelui de cristalinitate (I_C) în cazul illitelor. Materialul illitic din probele Formațiunii de Toroclej este alcătuit din structuri mixte interstratificate illit/smectit ($R = 3$), care au o expandabilitate medie în jurul valorii de 12 - 15% smectit și un raport al intensităților (I_R) cuprins între 1,14 și 1,23. Valoarea I_C măsurată pe probele 281 și 282 este de 0,5, ceea ce corespunde unui stadiu avansat al diagenezei (epigeneza). Asociat acestor structuri mixte illit/smectit ($R = 3$) pe care le considerăm a fi autigenetice, sunt prezente interstratificațiile de tip illit/paragonit, descrise și pentru Formațiunea de Sinaia. Spre deosebire de celelalte fracțiuni sub 2 μ, cu material illitic investigate, proba 289 se diferențiază de ele printr-o asimetrie a reflexului

d(001) spre unghiuri mari, care dezvoltă un "flanc" la jumătate din intensitatea peak - ului de 10 Å către reflexul cloritului de 14 Å (fig. 134). Acest caz interpretat ca o interstratificație de tip illit/clorit a fost descris în literatura de specialitate de către Lucas (1963) și Thorez (1976) prin termenul de illit "open"(deschis). Tratamentul cu etilenglicol și calcinarea probei la 500° C nu au produs nici o schimbare în această simetrie a reflexului *d*(001). Un caz identic a fost identificat și în proba 308 din Formațiunea curbicortical inferioară.

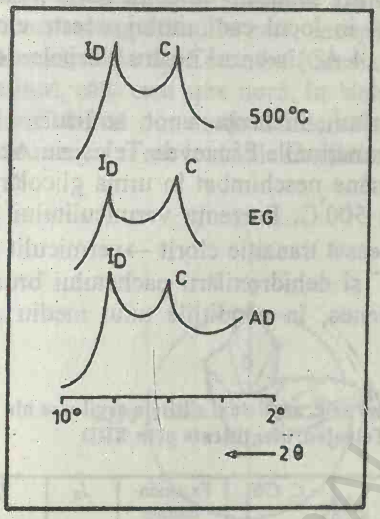


Fig. 134. Spectrul *XRD* al probei 289 cu prezența illitelor "open": *AD* – atmosferă naturală; *EG* – atmosferă în etilenglicol; *C* – clorit; 500°C - calcinare

Materialul illitic din formațiunile curbicortical inferioară și curbicorical superioară se caracterizează prin prezența structurilor mixte intrerstratificate illit / smectit (R = 2, R = 3) asociate uneori și cu illit discret (proba 311) sau cu structuri mixte interstratificate de tip illit/paragonit (probele 302, 305, 310, 330, 338). Spre deosebire de materialul illitic din Formațiunea de Toroclej se observă o pondere mai mare în aceste formațiuni a smectitului în structura illitului și o asociere de structuri mixte interstratificate illit/smectit în aceleași probe (311, 330). Indicele de cristalinitate are o valoare medie de aproximativ de 0,7, iar raportul intensităților confirmă, prin valorile ridicate, prezența componentei smectitice în structura illitului. Prezența structurilor interstratificate illit/smectit cu $R = 2$ este atestată de valorile mari măsurate ale *BB*1 și *BB*2 (în unele cazuri, mai mari de 4°, 2θ).

În argilele din Gresia de Cotumba s-a observat o intensitate slabă a reflexului d(001) al illitului, care este asociat cu illit discret (proba 364) și cu structura interstratificată de tip illit/paragonit (proba 362). Nu excludem în acest caz apariția illitului ca un produs de alterație târzie a granulelor de mice din Gresia de Cotumba.

Caolinitul este un alt mineral argilos identificat în câteva dintre probele investigate prin XRD. El este prezent într-o cantitate mică (maximum 10%) în Formațiunea de Toroclej (proba 289), în formațiunile curbicortical superioară și curbicortical inferioară și în Gresia de Cotumba. Distincția dintre reflexele (001) și

(002) ale caolinitului și reflexele (002) și (004) ale cloritului din sprectrul *XRD* apare evidentă, iar prezența lui a fost confirmată și prin tratamentul cu dimetilsulfoxid.

De cele mai multe ori, prezența caolinitului în stadiile târzii ale diagenezei este contestată, dar aceasta nu este o regulă total acceptată. Caolinitul reprezintă un indicator al adâncimii de îngropare a sedimentelor și al apariției epigenezei. În cazul formațiunilor curbicortical superioară și curbicortical inferioară, caolinitul pare să provină dintr-o sursă alohtonă. În cazul Gresiei de Cotumba se evidențiază o asociație de tip illit - clorit - caolinit. Este oportun să facem un comentariu legat de posibila prezență a cloritelor 7 Å (berthierin) în locul caolinitului, aceste clorite fiind precursoarele metastabile ale celor de 14 Å; în cazul nostru cloritele de 14 Å sunt bine evidențiate.

Asociat materialului illitic apare cloritul. Prezența unor structuri clorit /vermiculit a fost identificată în probele din formațiunile Pânzei de Teleajen. Aceste structuri prezintă un reflex la 14 Å, care rămâne neschimbat în urma glicolării și colapsează la 11 - 12 Å după calcinarea la 500°C. Prezența vermiculitului este rezultatul alterației supergene a cloritului. Această tranziție clorit →vermiculit este datorată, de cele mai multe ori, oxidării Fe^{2+} și dehidroxilării pachetului brucitic $Mg(OH)_2$ din poziția interstratală. De asemenea, în condițiile unui mediu acid tranziția se produce într-un timp foarte scurt.

Tabelul 49. **Speciile de minerale argiloase din marnele, argilele și siltitele argiloase ale formațiunilor din Pânza de Teleajen, identificate prin XRD**

Formațiuni	Probe	Material illitic					*C; C/S*	Expandabilitate (%)	I_R	I_C
		ISI	*ISII*	*ID*	*I/Pa*	*I - C*	*C - V*			
Plăieși	268	-	+	+	-	-	*C; C/S*	-	-	-
	269	+	-	+	-	-	*C; C/S*	-	-	-
	272	-	+	+	-	-	*C*	5	-	-
	273	-	-	+	-	-	*C*	-	-	-
Toroclej	281	-	+	-	+	-	*C-V*	10	1,22	0,50
	282	-	+	-	+	-	*C; C/S*	10-15	1,23	0,50
	285	-	+	-	+	-	*C*	~10	1,14	nedet.
	286	-	+	-	+	-	*C;C/S*	~10	1,16	nedet.
	289	-	-	-	+	+	*C-V*	~10	1,21	nedet.
Curbicortical inferioară	302	-	+	-	+	-	*C;C/S*	10-15	1,32	nedet.
	305	-	+	-	+	-	*C/C-V*	10-20	1,20	0,70
	307	-	+	-	-	-	*C*	~10	-	-
	308	-	-	-	-	+	*C*	~15	-	-
	310*	-	+	-	+	-	*C;C/S*	~10	1,06	0,60
	311	+	+	+	-	-	*C*	10-20	-	-
Cotumba	362	-	+	-	+	-	*C;C/S*	5-10	1,04	0,60
	364	-	+	+	+	-	*C*	~10	1,38	0,65
Curbicortical superioară	327	-	+	-	-	-	*C*	~10	1,14	0,50
	330	+	+	-	+	-	*C;C/S*	15-20	1,26	-
	331	-	+	-	-	-	*C-V/C-S*	~10	1,28	0,75
	338	-	+	-	+	-	*C*	10-15	1,21	0,65
	341	-	+	-	-	-	*C*	~10	1,14	0,55

**Matrice din probă de wacke*

4.9. Problema ariilor sursă

Informații de natură sedimentologică asupra formațiunilor cretacice din Pânza de Teleajen se întâlnesc în lucrările lui Mihăilescu, Contescu (1968), Contescu (1969) și Dinu (1985). Din toate aceste date reiese mai întâi că în această unitate avem de a face cu două categorii mari de arenite: gresiile convolute fine și gresiile de tip Cotumba grosiere ce se disting nu numai stratonomic ci și mineralogic - petrografic. De menționat apoi că în zona de curbură, mai precis în sectorul Teleajenului, se separă doar un fliș curbicortical, având la partea superioară gresia masivă de Sita - Tătaru. De la Valea Buzăului la nord, apare și un fliș curbicortical superior, în care, începând cu Munții Ciucului se dezvoltă din nou gresii masive de tip Cotumba (Gresia de Ciugheș - Săndulescu, 1984). Și, în fine, de reținut, că și mai spre nord, în Valea Bistriței, separarea Gresiei de Cotumba se face mai dificil din motivul intercalațiilor de fliș curbicortical, în același timp în care se mențin și secvențe ale Gresiei de Ciugheș.

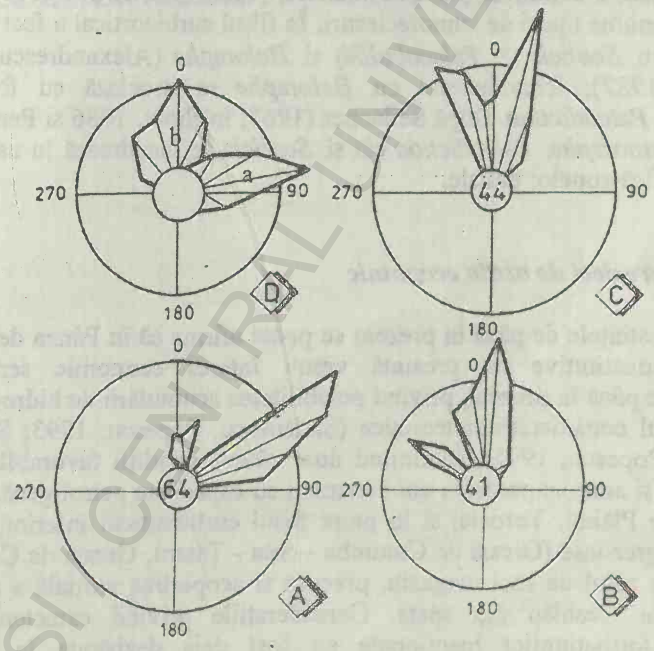


Fig. 135. Diagrame de paleocurenți pentru formațiunile din Pânza de Teleajen (după Mihăilescu, Contescu, 1968; Dinu, 1985): bazinul Trotușului; *A* – gresii curbicorticale; *B* – Gresia de Cotumba; *C* – Gresia de Ciugheș; *D* – bazinul Bistriței: *a* – gresii curbicorticale; *b* – Gresia de Cotumba.

Măsurătorile efectuate în bazinul Trotușului, cât și al Bistriței, pe mecanoglifele de curent și în special cele de "flute - casts" au arătat că în albia geosinclinală a flișului de Teleajen au existat două sisteme de curenți: un sistem

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

transversal corespunzător gresiilor fine, curbicorticale și un altul longitudinal pentru gresiile grosiere de tip Cotumba - Sita - Tătaru. Faptul este cât se poate de sugestiv indicat de diagramele de paleocurenți (fig. 135). După Mihăilescu, Contescu (1968), transportul detritusului din care au provenit gresiile de tip Cotumba și care s-a făcut de la sud spre nord este dovedit și de destrămarea în aceeași direcție a masei grezoase. Apariția flișului curbicortical superior și subțierea spre nord a Gresiei de Cotumba, demonstrează scăderea competenței curenților longitudinali odată cu creșterea distanței; cea mai mare parte a materialului era depusă în apropierea sursei, adică în regiunea de curbură, diminuând spre nord unde se lasă cale liberă aportului transversal, vestic.

Este fără nici o îndoială că cea mai mare parte din materialul arenitic este de natură central - carpatică, provenind din aria orogenă deja formată, respectiv Dacidele Mediane, eventual chiar părți exondate ale Dacidelor Externe; prima din surse a constituit-o Cordiliera Perimoldaviană în alcătuirea căreia predominau formațiunile metamorfice, acoperite de o cuvertură sedimentară mezozoică, subțire și discontinuă.

În ce privește condițiile paleobatimetrice, reconstituirile pot avea ca suport prezența unor anume tipuri de ichnofaciesuri. În flișul curbicortical a fost evidențiat ichnofaciesul cu *Scolicia* (= *Palaeobullia*) și *Beloraphe* (Alexandrescu, Brustur, 1980, 1982, 1987); ichnofaciesul cu *Beloraphe* se asociază cu formele de *Cosmoraphe* și *Paleodiction*. După Seilacher (1967, în Stow, 1986 și Pemberton *et al.*, 1992), *Cosmoraphe, Paleodiction* cât și *Scolicia* se încadrează în asociația cu *Nereites*, specifică zonelor batiale.

4.10. Aprecieri de ordin economic

Din cunoștințele de până în prezent se poate afirma că în Pânza de Teleajen, formațiunile constitutive nu prezintă vreun interes economic semnificativ. Investigațiile de până în prezent, privind posibilitatea acumulării de hidrocarburi nu depășesc nivelul considerațiilor teoretice (Ștefănescu, Popescu, 1993; Ștefănescu, Balteș, 1993; Popescu, 1995), subliniind doar câteva condiții favorabile, dealtfel ușor de bănuit, și anume: prezența unor termeni cu capacitate petroligenă, respectiv formațiunile de Plăieși, Toroclej și în parte flișul curbicortical inferior, existența unor secvențe grezoase (Gresia de Cotumba - Sita - Tătaru, Gresia de Ciughes) ce ar fi putut juca rolul de roci magazin, precum și acoperirea parțială a unității de către Pânza de Ceahlău din spate. Considerațiile privind caracterul posibil petroligen al formațiunilor menționate au fost deja dezbătute în capitolele anterioare încât nu mai revenim.

La aceste elemente prezumtive adăugăm că în Pânza de Teleajen sunt cunoscute unele exploatări locale ale Gresiei de Cotumba precum și investigații în legătură cu posibilitatea utilizării argilelor roșii ca pământuri colorate.

Gresia de Cotumba. Din această gresie se pretează ca material de construcție varietățile arenitice, litice, litofeldspatice cât și cele sublitarenitice al căror ciment calcitic le conferă proprietăți fizico - mecanice apropiate de cele ale Gresiei de Tarcău. Este utilizată ca moloane, blocuri mozaic, ca piatră spartă, savură sau chiar pavele și borduri (Mihăilescu, Grigore, 1981).

Tabelul 50. **Compoziţia chimică a argilelor roşii din Pânza de Teleajen comparată cu a celor de la Crucişor**

Componenţi %→ Zona ↓	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	CaO + MgO
Crucişor*	40 - 50	10 - 20	10 - 15	2 - 4
Lutu Roşu **	34 - 53	8 - 9	12 - 20	3 - 4
Ticoş	56 - 58	7 - 8	22 - 25	2,5 - 3

*Brana *et al.*, 1986; ** Matei, Bejan, 1992

Argile roşii. Argilele roşii din flişul curbicrtical superior au fost investigate în scopul folosirii lor ca pământuri colorate (lutişoare). În acest sens s-au analizat argilele de la Lutu Roşu (Ceahlău), la care noi adăugăm pe cele din bazinul Bicazului (Ticoş). Comparate însă, cu alte argile deja exploatate, cum ar fi cele de la Crucişor (Satu Mare) se poate observa conţinutul lor destul de scăzut în Fe_2O_3; mineralogic argilele roşii din Pânza de Teleajen sunt constituite din illit peste 50%, urmat de Ca smectite, vermiculit şi, bineînţeles, hematit (Matei, Bejan,1992; tabelul 50).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BIBLIOGRAFIE

ALEXANDRESCU Gr. (1966), *Asupra depozitelor cretacic inferioare din bazinul văii Bistriței între valea Largului și valea Sabasei (Carpații Orientali),* D. S. Com. Geol., LII/2, București.

ALEXANDRESCU Gr. (1966), *Stratigrafia flișului curbicortical din partea de Nord a Moldovei (Carpații Orientali),* St. cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol., 2/11, București.

ALEXANDRESCU Gr. (1968), *Contribuții la cunoașterea flișului intern și extern din valea Bistriței (Carpații Orientali),* D. S. Com. Geol., LIII/2, București.

ALEXANDRESCU Gr. (1969), *Stratigrafia și structura pânzei interne superioare din flișul cretacic dintre valea Bistriței și valea Moldovei (Carpații Orientali),* D. S. Com. Geol., LIV/3, București.

ALEXANDRESCU Gr. (1978), *Asupra constituției conglomeratelor de Ardeloaia (Valea Moldovei - Carpații Orientali),* An. Muz. Șt. Nat., Piatra Neamț, seria geol. - geogr., V, Piatra Neamț.

ALEXANDRESCU Gr., BRUSTUR T. (1980), *Asupra unei urme de activitate organică (trace fossils) din flișul Carpaților Orientali (partea I),* D. S. Inst. Geol. și Geofiz, LXV/3, București.

ALEXANDRESCU Gr., BRUSTUR T. (1982), *Asupra unor structuri biogene (trace fossils) din flișul Carpaților Orientali (partea a II a),* D. S. Inst. Geol. și Geofiz, LXVII/3, București.

ALEXANDRESCU Gr., BRUSTUR T. (1987), *Structures sedimentaires biogenes (trace fossils) du flysch des Carpathes Orientales (III - ème partie),* D. S. Inst. Géol., Géophys., 72 - 73/3, București.

ALEXANDRESCU Gr., AVRAM E., ION JANA (1990), *Asupra vârstei flișului curbicortical inferior din valea Bicazului (Carpații Orientali),* D. S. Inst. Geol. și Geofiz, 74/4 (1987), București.

AIRINEI St. (1990), *Radiografia geofizică a subsolului României,* Edit. Șt. și Enciclopedică, București.

ALLEN P. A., ALLEN G. P. (1990), *Basin analysis. Principles and Applications,* Blackwell Sci. Publ., Oxford.

ANASTASIU N. (1986), *Conceptul de petrologie comparată și reconstituirile de arii sursă în formațiunile de fliș,* St. cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol., 31, București.

ANASTASIU N. (1992), *Tectofaciesurile rocilor siliciclastice din flișul Carpaților Orientali,* St. cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol., 37, București.

ANASTASIU N., GRIGORESCU D. (1977), *Authigenic Feldspthes from Carbonate Rocks of the Black Schistes Nappe,* Rev. Roum. de géol., géophys., géogr., série géol., 21, București.

ANTONESCU Em., SĂNDULESCU M. (1985), *Quelques données palynologiques concernant la nappe du Flysch Curbicortical de la Valée du Trotuș (Carpathes Orientales),* D. S. Inst. Geol. și Geofiz, LXIX, București.

ATANASIU I. (1928), *Etude géologique dans les environ de Tulgheș (distr. de*

Neamț), An. Inst. Geol. Rom., XIII, București.

AVRAM E. (1970), *Precizări asupra vârstei depozitelor eocretacice din bazinul superior al văii Târlungului,* St. cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol., XV/1, București.

AVRAM E. (1976), *Les fossiles du Flysch éocrétacé et des calcaires tithoniques des hautes vallées de la Doftana et du Târlung (Carpates Orientales),* Mém. Inst. Géol. Géophys, XXIV, București.

AVRAM E., MATEI V. (1964), *Date paleontologice noi privind flișul cretacic din partea de NE a bazinului Doftana,* St. cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol., 2/9, București.

BALLY W. A. (1983), *Structural Styles and the Evolution of Sedimentary Bassins,* Rice Univ., Houston, Texas.

BALTEȘ N., ANTONESCU Em., GRIGORESCU D., ALEXANDRESCU Gr., MICU M. (1983), *The Black Shales Formation of the Carpathians: litho - stratigraphy and oil potential,* Ann. de l'Inst. de Géol. et Géophys. Roum., LIX, București.

BASU A., STEVEN W., YOUNG L., SUTTNER J., CALWIN J., MACK G. (1975), *Re - evaluation of the use of undulatory extinction and polycristallinity in detrital quartz for provenance interpretation,* Jour. Sed. Petrology, 45/4.

BATES L. R., JACKSON A. J. (1980), *Glossary of the Geology. Second Edition,* Am. Geol. Inst., Virginia.

BĂNCILĂ I. (1938), *Le Malm - Néocomien de la Valée supérieure du Trotuș,* C. R. Acad. Sci. Roum., II/3, București.

BĂNCILĂ I. (1941), *Étude géologique dans les Monts Hăghimaș - Ciuc (Carpates Orientales),* An. Inst. Geol. Rom., XXI, București.

BĂNCILĂ I. (1955), *Paleogenul zonei mediane a flișului,* Acad. RPR. Bull. Șt., VII/4, București.

BĂNCILĂ I. (1958), *Geologia Carpaților Orientali,* Edit. Șt., București.

BĂNCILĂ I., PAPIU V. C., ARMAȘ I. (1957), *Reciful neocomian de la Gura Dămucului,* Bibl. de Geol. și Paleont. Acad. RPR, II, București.

BĂNCILĂ I., PAPIU V. C. (1962), *Asupra silicolitelor cretacic inferioare din cuveta marginală a Carpaților Orientali,* D. S. Com. Geol., XLVI, București.

BLEAHU M. (1962), *Cercetări geologice în bazinul superior al văii Ruscova (Munții Maramureșului),* D. S. Com. Geol., XLV, București.

BLEAHU M. (1974), *Zone de subducție în Carpații Românești,* D. S. Inst. Geol. și Geofiz., LX, București.

BOILLOT G. (1983), *Géologie des marges continentales,* Masson, Paris.

BOTT P. H. (1976), *Formation of sedimentary bassins of graben type by extension of the continental crust,* in "Sedimentary bassins of continental margins and cratons", Elsevier Sci. Publ. Comp., Amsterdam.

BOTT P. H. (1976 - editor), *Sedimentary bassins of continental margin and cratons,* Elsevier , Sci. Publ. Comp., Amsterdam.

BOURQUE P. A., GIGNAC H. (1986), *Sponge - constructed stromatactis mud mounds Silurian of Gaspe Quebeq - Reply,* Jour. Sed. Petrology, 56/3.

BRANA V., AVRAMESCU G., CĂLUGĂRU I. (1986), *Substanțe minerale nemetalifere,* Edit. Tehnică, București.

BRANA V. (1967), *Zăcămintele nemetalifere din România*, Edit. Tehnică, București.

BRINDLEY G. W., BROWN G. (1980), *Crystal structures of clay minerals and their X - ray identification*, Miner. Soc., London.

BRUECKNER H., SNYDER W. (1985), *Chemical and Sr isotopic variation during diagenesis of Miocene siliceous sediments of the Monterey Formation, California*, Jour. Sed. Petrology, 55/4.

BRUSTUR T. (1986), *Ichnogenul Planolites* Nicholson *1873 în Formațiunea gresiilor vermiculare din Permianul Munților Apusenii de Nord*, Crisia, XVI, Oradea.

BUCUR I. (1970), *Observații privind nomenclatura tectonică în flișul cretacic și paleogen din Carpații Orientali*, D. S. Inst. Geol. și Geofiz., LVII/5, București.

BUCUR I. (1980), *Studiul stratigrafic și tectonic al flișului cretacic și paleogen dintre valea Turia și valea Cașinului*, An. Inst. Geol. și Geofiz., LV, București.

CANTUNIARI M. Șt. (1935), *Étude d'un fragment de bois silicifié de Lipcani (Bessarabie)*, Compt Rendus des Séances, XX (1931- 1932), București.

CAILLEUX A. (1945), *Distinction des galets marins et fluviatiles*, BSGF, V - ème sér., XV, 7- 8.

CATANĂ C., GRASU C., IORGA N. (1992 - 1993), *Sur le présence des quelques galeries de Planolites glauconitisées dans les Miocène inférieur du bassin de la rivière d'Argeș*, Anal. Univ. "Al. I. Cuza" Iași, sII geol., XXXVIII-XXXIX, Iași.

CENSI N., LEMBO P., SACCHI L., VENTURA R. (1987), *Analisi morfometrica di alcuni conglomerati della valle del Fiume Turano (Rieti)*, Boll. Serv. Geol. Ital., 106, Roma.

CERNEA Gh. (1952), *Zona internă a flișului în valea Moldovei și valea Bistriței*, An. Com. Geol., XXIV, București.

CIOFLICĂ Gh., LUPU M., NICOLAIE E., VLAD S. (1980), *Alpine ophiolites of Romania: Tectonic Setting, Magmatism and Metallogenesis*, An. Inst. Geol. și Geofiz., LVI, București.

CODARCEA Al. (1940), *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau Mehedinți*, An. Inst. Geol. Roum., XX, București.

COLTEN - BRADLEY V. (1987), *Role of pressence in smectite deshydratation. Effects on Geopressure and smectite - to - illitte transformation*, A.A.P.G. Bull., 71/11, Tulsa, Oklahoma

CONTESCU L. (1966), *Flișul cretacic din partea de nord a Munților Baraolt*, St. cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol., 1/11, București.

CONTESCU L. (1968), *Structura flișului cretacic în valea Bicazului*, St. cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol., 13/1, București

CONTESCU L. (1969), *Considerații asupra corelării unităților structural - faciale ale flișului cretacic intern din regiunea de curbură cu unitațile din sectorul central al Carpaților Orientali*, Bul. Soc. de Șt. Geol. din România, București

CONTESCU L. (1969), *Variation transversale des textures internes dans les flyschs albiens du bassin de la Bistrița et son importance pour les modèles paléogéographiques*, Rev. Roum. de Géol., Géophys., Géogr., série Géol.,

18/1, Bucureşti.

CONTESCU L., MIHĂILESCU N. (1961), *Studiul sedimentologic al depozitelor apţiene de la Pietroşiţa (Valea Ialomiţei)*, St. cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol., 6/3, Bucureşti.

CLAYTON L. (1988), *Role of amount and type of organic matter in recognition of petroleum source rocks*, U.S. Geol. Survey Bull., Washington.

DAL CIN R. (1967), *Le ghiaie del Piave. Morfometria, granulometria, dispozizione e natura dei ciotoli*, Mem. del Mus. Tridentino di Sc. Nat. XVI/3, Trento.

DERCOURT J., ZONENSHAIN L. P., RICOU L. E., et al. (1984), *Geological evolution of the Tethys belt from Atlantic to Pamir since Liassic to Tortonian*, Programme "Tethys".

DIMIAN M. (1970), *Studii stratigrafice şi tectonice în regiunea Lucina - Moldova Sulița - Breaza (Carpaţii Orientali)*, D.S. Inst. Geol. Geofiz., LV, Bucureşti.

DIONNE J. (1972), *Etude morphométrique de la région de Rivière - du - Loup/Trois - Pistoles, Quebec*, Rev. Géogr. Montr., XXVII/3, Montreal.

DINU C. (1985), *Geologic Study of the Cretaceous Flysch deposits in the Upper Course of the Trotuş Valley (East Carpathians)*, An. Inst. Geol. şi Geofiz., 65, Bucureşti.

DOLAN J. F. (1989), *Eustatic and tectonic controls on deposition of hybrid siliciclastic carbonate basinal cycles. Discussion with examples*, A.A.P.G. Bull., 73/10, Tulsa, Oklahoma.

DUMITRESCU I., SĂNDULESCU M., LĂZĂRESCU V., MIRĂUŢĂ O., PAULIUC S., GEORGESCU C. (1962), *Mémoire à la carte téctonique de la Roumanie*, An. Com. Geol., XXXII, Bucureşti.

DUMITRIU M., DUMITRIU CRISTINA (1962), *Cartodiagrama de paleocurenţi a Munţilor Perşani (valea Vârghişului, defileul Oltului, valea Maeruşului)*, St. cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol., VII/3 - 4, Bucureşti.

DUMITRIU M., DUMITRIU CRISTINA (1966), *Date sedimentologice privind flişul cretacic intern din văile Moldovei, Trotuşului şi Teliului*, St. cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol., II/1, Bucureşti.

DUMITRIU M., DUMITRIU CRISTINA (1968), *Quelques aspects paléogéographiques des Carpates Orientales Roumaines d'après l'étude des paléocourants*, Rev. Géogr. Phys., Géol. Dyn., 2 - ème, serie X/1, Paris.

DUNOYER DE SEGONZAC G. (1970), *The transformation of the clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphisme. A Review*, Sedimentology, 15.

DUTTA P. K., SUTTNER J. L. (1986), *Alluvial sandstone composition and paleoclimate. II. Authigenic mineralogy*, Jour. of Sed. Petrology, 56/3.

EBERL D., SRODON J., NORTHROP R. (1986), *Potassium fixation in smectite by wetting and drying* in "Geochemical Processes at Mineral Surface", Am. Chem. Soc., Washington.

EINSELE G. (1992), *Sedimentary Basins. Evolution, Facies and Sediment Budget*, Springer - Verlag, Berlin

ELLIOT T. (1986), *Deltas* in "Sedimentary Environment and Facies", edited by H. G. Reading, Blackwell, Oxford.

ELLIOT K., ARONSON J., MATISOFF G., GAUTIER D. (1991), *Kinetics of*

the smectite to illite transformation în the Denver Basin; Clay Mineral, K - Ar Data and mathematical model Results, A.A.P.G. Bull., 75/3, Tulsa, Oklahoma.

ESQUEVIN J. (1958), *Les silicates de zinc. Étude de produits de synthese et des minéraux naturels*, Thése Sci. Univ. P. M. Curie, Paris.

FILIPESCU M. G. (1935), *Étude pétrographique des Couches des Tisaru et considérations stratigraphiques résultent de cet étude*, C. R. Inst. Géol. Roum., XX, București.

FILIPESCU M. G. (1936), *Recherches géologiques entre la Vallée du Teleajen et la Vallée de la Doftana*, An. Inst. Géol. Roum., XVII, București.

FILIPESCU M. G. (1953), *Poziția stratigrafică și tectonică a calcarelor de la baza conglomeratelor de Zăganu*, Rev. Univ. București, seria Șt. Nat., 2, București.

FILIPESCU M. G. (1955), *Contribuții la orizontarea cretacicului din flișul Carpaților Orientali*, Rev. Univ. București, seria Șt. Nat., 8, București.

FILIPESCU M. G. (1955), *Vederi noi asupra tectonicii Flișului Carpaților Orientali*, Univ. București, seria Șt. Nat., 6 - 7, București.

FILIPESCU M. G. (1955), *Cercetări geologice în zona internă și mediană a flișului dintre Valea Uzului și Valea Târlungului*, D. S. Com. Geol. Rom., XXXIX, București.

FILIPESCU M. G. (1967), *Geologia Carpaților Orientali*, St. cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol, XII/1, București.

FILIPESCU M. G., PANA IOANA (1956), *Vârsta argilelor roșii de pe versantul estic al Ceahlăului și poziția tectonică a acestor depozite*, Anal. Univ. București, seria Șt. Nat., 11, București.

FILIPESCU M. G., NEAGU Th. (1956), *Contribuții la orizontarea Cretacicului de pe Valea Teliului*, Anal. Univ. București, seria Șt. Nat., 12, București.

FILIPESCU M. G., BRATU E., ILIESCU D., NEAGU Th., SĂNDULESCU JANA, VINOGRADOV C. (1961), *Asupra Cretacicului din zona flișului intern dintre văile Teleajenului și Trotuș și implicațiuni asupra structurii Carpaților Orientali*, Assoc. Geol. Carp-. Balk., Congr. V, sect. II, Stratigrafie, București.

FILIPESCU M. G., ALEXANDRESCU Gr. (1962), *Repartiția gresiilor grosiere și a arcozelor cu feldspat roșu în Cretacicul Carpaților Orientali*, St. cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol., VII/2, București.

FILIPESCU M. G., SĂNDULESCU JANA (1963), *Contribuții la cunoașterea flișului din regiunea Cernatu (Munții Bodoc)*, St. cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol., 4/8, București.

FILIPESCU M. G., GRIGORESCU D. (1966), *Contribuții la cunoașterea faunei cretacice din flișul Carpaților Orientali*, St. cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol., 1/12, București.

FILIPESCU M. G., BOTEZ C., OLARU D., DONOS M., DONOS I. (1966), *Chimismul șisturilor negre de pe valea Covasna. Complexul șistos și complexul gresiilor glauconitice silicifiate*, Anal. șt. Univ. "Al. I. Cuza" Iași, sIIb, VI/2, Iași.

FREY J. (1970), *The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during alpine orogenesis*, Sedimentology, 15.

FREY J., PEMBERTON G. S. (1984), *Trace fossil* in "Facies Models" edited by R. G. Walker, Toronto.

GANDRABURA E. (1982), *Bazaltele din Maramureș. Date petrochimice și geochimice*, Anal. șt. Univ. "Al. I. Cuza" Iași, sIIb, XVIII, Iași.

GARRELS R. M., MACKENZIE F. T. (1971), *Evolution of Sedimentary Rocks*, W. Norton Company, New York.

GHEORGHIU C., MAREȘ I. (1960 - 1961), *Erupțiile neogene din Valea Mureșului (reg. Deva - Zam) și particularitățile petrografice ale rocilor*, Com. de Geol., SSNG, București.

GHERMAN J., SOLCANU M. (1969), *Tectonica șisturilor negre dintre valea Bicazului și valea Brateșului*, St. cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol., 14/1, București.

GIUȘCĂ D. (1969), *Analiza cantitativă a calcarelor cu ajutorul razelor X*, D.S. Inst Geol. și Geofiz., LIV/ 2 (1966 - 1967), București.

GIVULESCU R. (1989), *Contributions to the knowledge of the Oligocene Flora at Suslănești (Argeș District - Romania)*, Univ. of Cluj - Napoca.

GNACCOLINI M. (1978), *Depositi oligocenici di "fan - delta" nella regione compresa tra Bosio e la Cresta di Gravara (Bacino terziario ligure - piemonte)*, Riv. Ital. Paleont., 84/3, Milano.

GRĂF I. O. (1969), *Prezența unui orizont sincron cu Stratele de Comarnic în regiunea Zizin - Purcăreni*, Rev. Petrol și Gaze, 2/11, București.

GRĂF I. O. (1975), *Studiul geologic al flișului cretacic din regiunea Zizin - Vama Buzăului*, An. Inst. Geol. și Geofiz., XLIV, București.

GRASU C. (1965), *Considerații stratigrafice asupra calcarelor din Conglomeratele de Ceahlău*, Anal. șt. Univ. "Al. I. Cuza" Iași, sIIb, geol., geogr., XI, Iași.

GRASU C., CATANĂ C., GRINEA D. (1988), *Flișul carpatic. Petrografie și considerații economice*, Edit. Tehnică, București.

GRASU C., CATANĂ C., IORGA N. (1991), *Câteva observații privind fenomenul de metasomatoză calcitică*, St. cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol., 36, București.

GRASU C., IORGA N., CATANĂ C. (1990), *Câteva probleme în legătură cu clasificările petrografice în seria calcare - dolomite*, St. cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol., 35, București.

GRASU C., TURCULEȚ I., CATANĂ C., NIȚĂ MARILENA (1995), *Petrografia mezozoicului din "Sinclinalul marginal extern"*, Edit. Academiei, București.

GRIGORESCU D. (1970), *The petrography of the Glauconitic Quartzarenites in the Black Schists Nappe*, Rev. Roum. geol., geophys., geogr., serie geol., 14/2, București.

GRIGORESCU D., ANASTASIU N. (1976), *Constituenții clastici grosieri ai depozitelor cretacice din unitatea șisturilor negre; semnificație sedimentologică*, St. cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol., 21, București.

GRIM R. E. (1968), *Clay mineralogy*, McGraw Hill Comp., New York.

GRIM R. E., BRAY R. N., BRADLEY W. F. (1937), *The mica in argillaceous sediments*, Am. Mineral. Soc., 22.

HAQ B. V., HARDENBOL J., VAIL P. R. (1988), *Mesosoic and Cainozoic chronostratigraphy and eustatic cycles* in "Sea - level changes. An integrated

approach" edited by Ch. K. Wilgus et al., SEPM Special Publ., 42, Tulsa, Oklahoma.

HERBICH F. (1978), *Das Szeklerland*, Mitt. a d Jahrb. d kgl Ung. geol. Anst., V, Budapest.

HOWER J., MOWATT T. C. (1966), *The mineralogy of illites and mixed layer illite - smectite*, Am. Mineral., 51.

ICHIM I., SURDEANU V., RĂDOANE N., RĂDOANE MARIA (1988), *Eșantionarea în analizele granulometrice ale albiilor de râu cu faciesuri de pietrișuri și bolovănișuri*, Lucr. Simp. "Provenienta și efluenta aluviunilor", II, Piatra Neamț.

ICHIM I., RĂDOANE MARIA, RĂDOANE N. (1992), *Eșantionarea depozitelor de albie formate din pietrișuri și bolovănișuri*, Lucr. Simp. "Provenienta și efluenta aluviunilor", IV, Piatra Neamț.

IONESI L., GRASU C. (1987), *Precizări litostratigrafice la limita Eocen - Oligocen în litofaciesul de Tarcău - Fusaru*, St. cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol., 32, București.

JACKSON M. I. (1975), *Soil chemical analyses*, Madison, Wisconsin.

JAGODZINSKI H. (1949), *One dimensional discorder în crystals and the influence on X - ray interference*, Acta Crystallographica, 2.

JIPA D. (1961), *Calcarenitele Stratelor de Comarnic: curenți, sedimentație, diageneză*, St. cercet, geol., geofiz., geogr., seria geol., VI/1, București.

JIPA D. (1962), *Asupra unor cazuri de cuarț corodat de calcit*, St. cercet, geol., geofiz., geogr., seria geol., VII/3 - 4, București.

JIPA D. (1964), *Asupra genezei și nomenclaturii unor calcare eocretacice din flișul Carpaților Orientali*, St. cercet, geol., geofiz., geogr., seria geol., IX/2, București.

JIPA D. (1977), *Orogenesis and Flysch Sedimentation. Critical Remark on the Alpine Model*, D. S. Inst. Geol. și Geofiz., LXIII/5, București.

JIPA D. (1987), *Analiza granulometrică a sedimentelor. Semnificații genetice*, Edit. Academiei Române, București.

JEKELIUS E. (1914), *Der geologische Bau des Nagykohavas und Keresztenyhavas*, Jarehsb. d Kgl. Ung. geol. R - A, f, Budapest.

JEKELIUS E. (1915), *Daten uber der geologischen Bau der Bucsecs und Csucas*, Jarehsb. d Kgl. Ung. geol. R - A, Budapest.

JOJA Th., MUTIHAC V., MUREȘAN M. (1968), *Crystalline Mesozoic and Flysch complexes of the East Carpathians (Northern Sector)*, Intern. Geol. Congr. XXIII, Sess. (Prague, 1968). Guide to Excursion, 46 Ac, Romania, Inst Geol., București.

KISCH H. L. (1983), *Mineralogy and petrology of burial diagenesis and incipient metamorphism in clastic rocks* in "Diagenesis in Sedimentary Rocks" edited by G. Larsen and G. V. Chilingen, Elsevier, Amsterdam.

KISCH H. L. (1987), *Correlation between indicators of very low grade metamorphisme* in "Low temperature metamorphisme" edited by M. Frey, Blackie, London.

KISCH H. L., FREY M. (1987), *Effect of sample preparation on the measured 10Å peak width of illite*, in "Low temperature metamorphisme" edited by M. Frey, Blackie, London.

KLUG H. P., ALEXANDER L. E. (1974), *X - ray diffraction procedures*, Willey and Sons, New York.

KUBLER L. (1964), *Les argiles, indicateur de metamorphisme*, Rev. Inst. Franc. Petrole, 19.

LANSOM B., BOUCHET A. (1995), *Identification des minéraux argileux par diffraction X: apport du traitment numérique*, Bull. Centr. Rech. Explor. - Prod. Elf Aquitaine, 19/1, Pau.

LUCAS J. (1962), *La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Études sur les argiles triasiques*, Mem. Serv. Carte Géol. Als. Lor., 23.

MACK H. G. (1981), *Composition of modern stream sand in a humid climate derived from a low - grade metamorphic and sedimentary foreland fold - thrust Belt of North Georgia*, Jour. Sed. Petrology, 51/4, Tulsa.

MACK H. G. (1984), *Exception to the relationship between plate tectonics and sandstone compositions*, Jour. Sed. Petrology, 56/3, Tulsa.

MACK H. G., CALVIN J., THOMAS A. W. (1981), *Orogenic provenance of Mississippian sandstones associated with Southern Appalachian, Ouachita Orogen*, AAPG Bull., 65/8.

MACOVEI Gh., ATANASIU I. (1920), *Structura geologică a văii Bistriței între Pângărați și Bistricioara*, D. S. Inst. Geol., VIII, București.

MACOVEI Gh., ATANASIU I. (1927), *La zone interne du Flysch dans la région de la haute vallée de la Prahova et de bassin supérieur de l'Olt.* Guide des excursions, II - réunion de l' Assoc. p. l'avanc. de la géol. des Carpathes, Bucharest.

MACOVEI Gh., ATANASIU I. (1934), *L'evolution géologique de la Roumanie. Crétacé*, Inst. Géol. Rom., VI (1931), București.

MARINESCU I. (1962), *Asupra unor brecii din Munții Buzăului*, D. S. Inst. Geol., XLIII, București.

MARINESCU I. (1962), *Observații geologice asupra zonei tunelului Teliu*, D. S. Com. Geol. Rom., XLV (1957 - 1958), București.

MARINESCU I. (1962), *Crecetări geologice în flișul Munților Buzăului*, D. S. Com. Geol. Rom., XLIV (1956 - 1957), București.

MARINESCU I. (1972), *Studiul geologic al regiunii dintre valea Teleajenului (Cheia - Mănăstirea Suzana) și Munții Bobu - Grohotișu - Bădila Mare*, Rez. Teză de doct., București.

MATEI V. (1970), *Fauna vraconiană de pe valea Macla*, D. S. Inst. Geol., LV, București.

MATEI V., BEJAN C. (1992), *Prospecțiuni pentru pământuri colorate în Carpații Orientali*, Rap. Geol. Arhiva Sc. "Prospecțiuni" SA, București.

MASSE P. (1991), *Historique du projet GEORIFT*, Bull. Centr. Rech. Explor. - Prod., Elf - Aquit., 15/2, Pau.

MESCHENDORFER J. (1860), *Die Gebirgsarten des Burzenlandes*, Verh. u Mitt. d. Siebenburgischen Ver. f. Naturwiss., X, Sibiu.

MIHĂILESCU N. (1964), *Diagrame privind numărul de măsurători necesare studiilor morfometrice*, St. cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol., 9/2, București.

MIHĂILESCU N. (1983), *Cretaceous and Paleogene Flysch of the Romanian Carpathians: paleocurrents, source areas, paleogeography*, An. Inst. Geol. și

Geofiz., LXII, București.
MIHĂILESCU N., PANIN N., CONTESCU L., JIPA D. (1967), *Transportul și sedimentarea galeților din molasa conglomeratică albiană din Carpații Orientali (România)*, St. cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol., 12/1, București.
MIHĂILESCU N., CONTESCU L. (1968), *Sisteme de paleocurenți în flișul curbicortical din bazinul văii Bistriției; o discuție despre curenți longitudinali și transversali*, D. S. Inst. Geol., LIII/3 (1965 - 1966), București.
MIHĂILESCU N., GRIGORE I. (1981), *Resurse minerale pentru materiale de construcție în România*, Edit. Tehnică, București.
MILLOT G. (1970), *Geology of Clays*, Springer - Verlag, Berlin.
MRAZEC L., VOITEȘTI I. P. (1911), *Câteva date noi asupra klippelor carpatice*, D. S. Inst. Geol. Rom., II, București.
MRAZEC L., MACOVEI Gh., VOITEȘTI I. P. (1912), *Asupra vârstei Stratelor de Comarnic*, D. S. Inst. Geol. Rom, III, București.
MRAZEC L., VOITEȘTI I. P. (1914), *Contribuțiuni la cunoașterea pânzelor flișului carpatic*, An. Inst. Geol. Rom., V, București.
MURGEANU G. (1937), *Sur une cordilière antésenonienne dans le géosinclinal du Flysch catpathique*, Inst. Geol. Rom. C. R., XXI, București.
MURGEANU G., GHERASE N. (1932), *Sur la presénce des schistes cristallins dans Valea Zamurei (Bușteni - Poiana Țapului)*, Bul. Soc. Rom. Geol., I, București.
MURGEANU G., PATRULIUS D. (1959), *Flișul cretacic din regiunea Pasului Predeluș*, St. cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol., 4/1, București.
MURGEANU G., PATRULIUS D., CONTESCU L. (1959), *Flișul cretacic din bazinul văii Târlungului*, St. cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol., 4/1, București.
MURGEANU G., FILIPESCU M. G., et al. (1961), *Privire generală asupra flișului cretacic de la curbura Carpaților Orientali*, Asoc. Geol. Carp. - Balk. Congr. V. B. Carpații Orientali, București.
MURGEANU G., PATRULIUS D., CONTESCU L., JIPA D. (1961), *Flișul cretacic din partea de sud a Munților Baraoltului*, St. cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol., 6/2, București.
MURGEANU G., ȘTEFĂNESCU M., AVRAM E., MATEI V., ZAMFIRESCU M., BUTNĂREANU C. (1964), *Natura ivirilor de șisturi cristaline din regiunea Zamura - Prislop*, St. cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol., 9/2, București.
MURGEANU G., PATRULIUS D., CONTESCU L., JIPA D., MIHĂILESCU N., PANIN N. (1963), *Stratigrafia și sedimentogeneza terenurilor cretacice din partea internă a curburii Carpaților*, Asoc. Geol. Carp. - Balk., Congr. V, III/2, Stratigrafie, București.
MUTIHAC V. (1990), *Structura geologică a teritoriului României*, Edit. Tehnică, București.
MUTIHAC V, IONESI L. (1974), *Geologia României*, Edit Tehnică, București.
NADEAU P. H., WILSON M. J., McHARDY W. J., TAIT J. M. (1984), *Interstratified clays as fundamental particles*, Science, 225, New York.
NEAGU Th. (1970), *Micropaleontological and stratigraphical study of the upper*

cretaceous deposits between the upper valleys of the Buzău and Râul Negru Rivers (Eastern Carpathians), Mem. Inst. Geol. Rom., XII, București.

NEGLIA S. (1981), *Migrarea fluidelor în bazinele sedimentare*, Trad. Bul. Tehnico - științific, IPGG București.

NICOLAESCU V., GAIȚĂ C. (1968), *Contribuții la cunoașterea flișului cretacic din Munții Bodocului (Carpații Orientali)*, Bul. Soc. Șt. Geol., X, București.

OBREJANU Gr., ȘERBĂNESCU I., CANARACHE A., MANUCĂ O. (1964), *Metode de cercetare a solului*, Edit. Acad. Rom., București.

OLARU L. (1989), *Evolution and adaptation of oligocene paleoflora in the East Carpahians of Romania*, în "The Oligocene from the Transylvanian Basin Romania", Univ. of Cluj - Napoca.

PANIN N., MIHĂILESCU N., JIPA D., CONTESCU L. (1963), *Asupra modului de formarea a Conglomeratelor de Bucegi*, Asoc. Geol. Carp.-Balk., Congr. V, III/2, București.

PAPIU V. C. (1960), *Petrografia rocilor sedimentare*, Edit. Șt., București.

PAPIU C. V., ALEXANDRESCU Gr., IOSOF V. (1983), *Considérations sur la genèse de schistes argileux bigarées (Vraconien - Turonien), du flysch des Carpathes Orientales de Roumanie*, An. Inst. Geol și Geofif., Congr. XII, Carp. - Balk., LXII, București.

PATRULIUS D. (1954), *Observații asupra depozitelor mezozoice din Bucegi și Perșani*, D. S. Inst. Geol., XXXVIII, București.

PATRULIUS D. (1969), *Geologia Masivului Bucegi și a culoarului Dâmbovicioara*, Edit. Acad. Rom., București.

PATRULIUS D., CONTESCU L., BUTAC Al. (1962), *Observații asupra flișului cretacic din valea superioară a Trotușului și împrejurimile orașului Miercurea - Ciuc (Carpații Orientali)*, St. cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol., VII/ 3 - 4, București.

PATRULIUS D., JIPA D., ȘTEFĂNESCU M. (1965), *Le flysch tithonique - néocomien des Carpathes Roumaines*, Carp. - Balk., Geol. Assoc., VII Congr., II/1, București.

PATRULIUS D., POPA ELENA, POPESCU ILEANA (1969), *Structura pânzei buconvinice în partea meridională a masivului cristalin Moldav (Carpații Orientali)*, An. Com. Geol. Rom., XXXVII, București.

PATRULIUS D., PANIN P., PANIN ȘTEFANA (1969), *Sedimentogeneza formațiunilor cretacice din Munții Perșani și împrejurimile Codlei (Curbura Carpaților)*, D. S. Inst. Geol. Rom., LIV/3, București.

PATRULIUS D., NEAGU Th., AVRAM E., POP Gr. (1976), *The Jurassic - Cretaceous boundary beds in Romania*, An. Inst. Geol. și Geofiz., L, București.

PÂRVU G. (1964), *Carierele din RPR*, Edit. Tehnică, București.

PÂRVU G. (1965), *Roci utile din România*, Edit. Tehnică, București.

PÂRVU G., MOCANU Gh., HIMBOVSCHI C., GRECESCU A. (1977), *Roci utile din România*, Edit. Tehnică, București.

PÂRVU G., VINOGRADOV C., PAULIUC S., PREDA I. (1979), *Petrologia aplicată a rocilor carbonatice sedimentare*, Edit Acad. Rom., București.

PERRY E., HOWER J. (1970), *Burial diagenesis in Gulf Coast Pelitic sediments*,. Clay and Clay Minerals, 18.

PETRESCU J., GIVULESCU R., TODORAN V. (1989), *New plant - bearing outcrops în the Bizușa beds (Lower Oligocen)* în "The Oligocen from the Transylvanian basin Romania", Cluj - Napoca.

PETTIJOHN E. J. (1957), *Sedimentary Rocks.* Second Edition, Harper and Brothers, New York.

PETTIJOHN E. J., POTTER P. E., SIEVER P. (1972), *Sand and Sandstone*, Springer - Verlag, Berlin.

PLINT G. A., EYLES H., WALKER R. (1992), *Control of the Sea Level Change* in "Facies Models. Response to Sea Level Change", edited by R. G. Walker, N. P. Noel, Geol. Assoc. of Canada.

POP Gr. (1980), *Zones, sous - zones et ensembles caractéristiques de Calpionellidae Tithonique - Néocomiennes*, An. Inst. Geol. și Geofiz., LVI, București.

POPESCU Gr. (1954), *Asupra unei brecii cu blocuri în flișul cretacic din bazinul văii Prahova*, Bul. Șt. Acad. RPR, VI/2, București.

POPESCU Gr. (1958), *Contribuțiuni la stratigrafia flișului cretacic dintre valea Prahovei și valea Buzăului cu privire specială aupra văii Teleajenului*, St. cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol., III/3 - 4, București.

POPESCU B. (1995), *Romania's petroleum systems and their remaining potential*, Petr. Geosc., 1, London.

POPESCU VOITEȘTI I. (1929), *Apercu synthétique sur la structure des régions carpathiques*, Rev. Muz. geol. min., Univ. Cluj, III, Cluj.

POPOVICI HATZEG V. (1898), *Étude géologique des environs de Câmpulung et de Sinaia (Roumanie).* Thèses présentées a la Faculté des sciences de Paris, Paris.

PORRENGA D. (1968), *Non marine glauconitic illite in the Lower Oligocene of Aardeburg*, Clay Minerals, 7.

PREDA D. M. (1939), *La nappe des Conglomerates de Zăganu et Ceahlău (La nappe Moldave)*, Bul. Soc. Geol. Rom., IV (1937), București.

PRICĂJAN A. (1985), *Substanțele minerale terapeutice din România*, Edit. Șt. și Enciclopedică, București.

PRYOR W. A. (1975), *Biogenic Sedimentation and Alteration of argillaceous sediments in shallow marine environments*, Geol. Surv. Am. Bull., 86.

RĂDULESCU D. (1965), *Petrografia rocilor sedimentare*, Edit. Did. și Pedagogică, București.

RĂDULESCU D., CORNEA I., SĂNDULESCU M., CONSTANTINESCU P., RĂDULESCU F., POMPILIAN Al. (1976), *Structure de la croûte terrestre en Roumanie - essai d'interpretation des études seismiques profonds*, An. Inst. Geol. și Geofiz., L, București.

RĂDULESCU D., SĂNDULESCU M., BORCOȘ M. (1993), *Alpine magmatogenetic map of Romania; an approach to the systematization of the igneous activity*, Rev. Roum. de Geol., 37, București.

READING H. G. (1986- editor), *Sedimentary Environment and Facies*, Blackwell, Oxford.

REYNOLDS R. C., HOWER J. (1970), *The nature of the interlayers in mixed layer illite - montmorillonite*, Clay and Clay Minerals, 18.

ROBERSON H., LAHANN R. (1981), *Smectite to illite conversion rates: effect*

of solution chemistry, Clay and Clay Minerals, 18.

SAVU H. (1980), *Genesis of the Alpine Cycle ophiolites from Romania and their Associated calc - alkaline and alkaline volcanics*, An. Inst. Geol. şi Geofiz., LVI, Bucureşti.

SAVU H., UDRESCU CONSTANŢA, NEACŞU VASILICA, STOIAN MARIA (1986), *Petrology, geochemistry and origin of mafic ophiolitic rocks within the Obârşia Cloşani - Baia de Arieş region (Mehedinţi Plateau)*, D. S. Inst. Geol. şi Geofiz., 71/1, Bucureşti.

SĂNDULESCU M. (1964), *Stratele de Sinaia şi Stratele de Bistra dintre Răchitiş şi Izvorul Ciobănuşului (Munţii Ciucului)*, D. S. Com. Geol. L/2 (1962 - 1963), Bucureşti.

SĂNDULESCU M. (1984), *Geotectonica României*, Edit. Tehnică, Bucureşti.

SĂNDULESCU M. (1985), *Contributions à la connaissance des nappes crétacées des Monts du Maramureş (Carpathes Orientales)*, D. S. Inst. Geol. şi Geofiz., LXIX/5, Bucureşti.

SĂNDULESCU M. (1990), *Paleogeography of the Romanian Carpathians and Foreland* in "Evolution of the Northern Margin of Tethys", Mem. Soc. Geol. France, I - III.

SĂNDULESCU M. (1990), *Le flysch crétacée de la zone du Mont Ceahlău et du bassin du Bicaz (Carpathes Orientales)*, D. S. Inst. Geol. şi Geofiz., 74/4 (1987), Bucureşti.

SĂNDULESCU M., SĂNDULESCU JANA (1965), *Les nappes internes de la zone du flysch dans partie centrale des Carpathes Orientales*, Carp. - Balk. Geol. Assoc., VII Congr., I, Sofia.

SĂNDULESCU M., BANDRABUR I., MUREŞAN M., VASILESCU L. (1971), *Harta geologică 1:50 000, foaia Miercurea Ciuc*, Inst. de Geol. şi Geofiz, Bucureşti.

SĂNDULESCU M., MUREŞAN M., MUREŞAN GEORGETA (1975), *Harta geologică 1:50 000, foaia Dămuc*, Inst. de Geol. şi Geofiz, Bucureşti.

SĂNDULESCU M., SĂNDULESCU-RUSSO DOINA, UDRESCU CONSTANŢA , MEDEŞAN ALEXANDRA (1986), *Position structurale, pétrologie et ambiance géotectonique des magmatites mésozoiques de Ţara Bârsei*, D. S. Inst. Geol. şi Geofiz., 70 - 71/5, Bucureşti.

SĂNDULESCU M., ANTONESCU E., PLATON E. (1993), *La nappe de Macla entre las vallées de Tărcuţa et Aţa (Monts de Tarcău) - correlations régionales et paléogéographiques*, Rev. Roum. de Géol., 37, Bucureşti.

SĂNDULESCU-RUSSO DOINA, SĂNDULESCU M., UDRESCU CONSTANŢA , BRATOSIN IRINA, MEDEŞAN ALEXANDRA (1983), *Le magmatisme d'âge mésozoique dans les Carpathes Orientales*, An. Inst. Geol. şi Geofiz., LXI, Bucureşti.

SCHMIDT G. J., BOYD W. D. (1981), *Patterns of silicification in Permian Pelecypods and Brachiopods from Wyoming*, Jour. Sed. Petrology, 54/4, SEPM, Michigan.

SCHWAB Fr. (1986), *Sedimentary "signatures" of foreland basin assemblages: real or counterfeit?*, Spec. Publs. Sediment.

SCOLARI G., LILLE R. (1973), *Nomenclature et classification des roches sedimentaires*, Bull. G. M., IV/2, Paris.

SCOTT A., SMITH J. (1966), *Susceptibility of interlayer potassium in micas to exchange with sodium*, Clay and Clay Minerals, 14.

SNEED E. D., FOLK R. L. (1958), *Pebbles in the lower Colorado River, Texas a study in particle morphogenesis*, Jour. of Geology, 66.

SRODON J. (1979), *Correlation between coal and clay diagenesis in the carboniferouse of the Upper Silesian Coal Bassin*, Proc. Int. Clay Conf., Oxford.

SRODON J. (1984), *X - ray identification of illitic materials*, Clay and Clay Minerals.

STĂNESCU V., MORARIU D. (1980), *Oleogeneza în evoluția tectonică majoră a bazinelor orogenice din România*, St. cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol., 31, București.

STOCH L., SIKORA W. (1976), *Transformations of micas in the process of the kaolinization of granites and gneisses*, Clay and Clay Minerals, 24.

STOW D. A. (1986), *Deep clastic seas* in "Sedimentary Environment and facies" edited by H. G. Reading, Oxford.

SUCHA V., STRANOVA V. (1991), *Ammonium and potassium fixation in smectites by wetting and drying*, Clay and Clay Minerals, 39.

SUTTNER J. L. (1974), *Sedimentary petrographic provinces: an evaluation*, Soc. Econ. Paleont. Miner., 21.

SUTTNER J. L., BASU A., MACK G. H. (1981), *Climate and origin of quartzarenites*, Jour. Sed. Petrology, 51/4.

SUTTNER J. L., DUTTA P. K. (1986), *Alluvial sandstone composition and paleoclimate. I. Framework mineralogy*, Jour. Sed. Petrology, 56/3.

ȘECLĂMAN M. (1981), *Introducere în termodinamica sistemelor și proceselor naturale*, Edit. Acad. Rom., București.

ȘOIGAN P., ALEXANDRESCU Gr. (1976), *Sur la constitution des conglomerates de Piatra Sură (vallée du Bicaz - Carpathes Orientales)*, Rév. Roum. géol., géophys., géogr., série géol., 20/3, București.

ȘTEFĂNESCU M. (1967), *Les nappes internes du flysch dans l'extremité nordique des Carpathes Orientales*, Assoc. Geol. Carp. - Balk., VIII - ème Congress, Beograd.

ȘTEFĂNESCU M. (1969), *Geologia regiunii cuprinse între Pârâul Negru și izvoarele văii Cârlibaba (Carpații Orientali)*, D. S. Inst. Geol. și Geofiz., LIV/3, București.

ȘTEFĂNESCU M. (1969), *Unele date și comentarii privind structura zonei flișului dintre valea Doftanei și valea Ialomiței*, D. S. Inst. Geol. și Geofiz., LIV/2 (1966 - 1967), București.

ȘTEFĂNESCU M., ȘTEFĂNESCU MARINA (1964), *Iviri noi de vraconian - cenomanian în zona Conglomeratelor de Ciucaș - Zăganu*, St. cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol., 9, București.

ȘTEFĂNESCU M., ȘTEFĂNESCU MARINA (1970), *Calpionelele din Stratele de Sinaia de pe valea Izvorului (sud de orașul Sinaia)*, D. S. Inst. Geol. și Geofiz., LVI/4 (1968 - 1969), București.

ȘTEFĂNESCU M., AVRAM E., ȘTEFĂNESCU MARINA (1965), *Contribuții la cunoașterea faunelor fosile din flișul cretacic dintre valea Teleajenului și valea Ialomiței*, St. cercet. geol., geofiz., geogr., seria geol., 10/2, București.

ȘTEFĂNESCU M., POPESCU B. (1993), *Romania's Petroleum System*, AAPG Bull., 77, 1668, Tulsa, Oklahoma.

ȘTEFĂNESCU M., BALTEȘ N. (1993), *Do Hydrocarbon Prospects still exist in the Eastern Carpathian Cretaceous Flysch?*, AAPG Bull., 77, 1667, Tulsa, Oklahoma.

TEISSYERE W. (1907), *Stratigraphie des régions pétrolifères de la Roumanie et des contrées avoisinants*, Congres Intern. du Pétrole, III - 2 session, Bucharest.

THOREZ J. (1976), *Practical identification of clay minerals*, Dison.

TÖVISSI I. (1972), *Îndrumător în cercetări de geomorfologie*, Edit. Univ. Babeș - Bolyai, Cluj - Napoca.

TOWE K. M. (1974), *Quantitative clay petrology: The trees but not the forest*, Clay and Clay Minerals, 22.

TRICART J. (1965), *Principes et méthodes de la géomorphologie*, Masson et C-ie, Paris.

TUCKER M. E. (1992), *Sedimentary Petrology. An introduction to the origin of the sedimentary rocks*, Second edition, Black. Sci. Publ., Oxford.

VINOGRADOV C. (1964), *Contribuții la cunoașterea fundamentului anticlinalului Zamura și a magmatismului ofiolitic legat de Stratele de Sinaia*, Anal. Univ. București, seria Șt. Nat., geol. - geogr., XIII/1, București.

VINOGRADOV C. (1966), *Studiul petrologic al Stratelor de Sinaia din anticlinalul Zamura*. Teza de doctorat, Univ. București.

VINOGRADOV C., DRAGASTAN O. (1965), *Micrography study of limey marls from Sinaia Beds (Eastern Carpahians)*, Carp. - Balk., Geol. Assoc., VII Congr., II/2, Sofia.

VINOGRADOV C., PÂRVU G., BOMBOE P., NEGOIȚĂ V. (1983), *Petrologia aplicată a rocilor detritice*, Edit. Acad. Rom., București.

WALKER R. G. (1984), *Turbidites and associated coarse clastic deposits* in "Facies Models", Second edition, edited by R. G. Walker, Toronto.

WALKER R. G. (1989), *Turbidites and turbidity currents: introduction, facies sequences and models*, Ontario.

WALKER R. G. (1992), *Turbidites and submarine fans* in "Facies Models: Response to Sea Level Change" edited by R. G. Walker and P. J. Noel, Geol. Assoc. of Canada.

WALKER T. R. (1962), *Reversible nature of chert - carbonate replacement in sedimentary rocks*, Geol. Soc. of Am. Bull., 73.

WALLACE C. A. (1976), *Diagenetic replacement of feldspar by quartz in the Uinta Mountain Group Utah and its geochemical implications*, Jour. Sed. Petrology, 46.

WEAVER G. E. (1961), *Possible use of clay minerals in the search for oil*, AAPG Bull., 44, Houston.

WEAVER G. E., BROEKSTRA W. (1984), *Illite - mica* in "Shale slate metamorphism in Southern Appalachians" edited by Weawer G. E. *et al.*, Elsevier, Amsterdam.

WEBER K. (1972), *Notes on determination of illite crystallisation*, N. Jb. M. Abh., 6, Stuttgart.

WEISS J., WIEWIORA A. (1986), *Polytipism of micas, X - ray diffraction*

identification, Clay and Clay Minerals, 34.

WESCOTT W. A., ETHRIDGE F. G. (1980), *Fan - Delta Sedimentology and Tectonic Setting - Yallahs Fan Delta. Southeast Jamaica*, AAPG Bull., 64/3.

WEVER P. AZENAJ., FOUCADE E. (1994), *Radiolairres et radiolarites: production primaire, diagenèse et paléogeographie*, Bull. Centr. Rech. Explor. - Prod. Elf Aquitaine, 18/1, Pau.

WIEWIORA A., LACKA B. (1980), *Skolite mixed layer illite - smectite*, Arch. Mineral., XXXVI.

WIEWIORA A., WEISS J. (1990), *Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition*, Clay and Clay Minerals, 25.

YOUNG S. W. (1976), *Petrographic textures of detrital polycrystalline quartz as an aid to interpreting crystalline source rocks*, Jour. Sed. Petrology, 46.

ZECK H. P., MORTHORST J. R. (1982), *Continental tholeites in the Ti - Zr - Y discrimination diagram*, N. Jb. Miner., H. 5, Stuttgart.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Din aceeaşi serie privind petrografia formaţiunilor sedimentare din Carpaţii Orientali au mai apărut:

C. Grasu, C. Catană, D. Grinea
Flişul carpatic. Petrografie şi consideraţii economice. Editura Tehnică, 1988.

C. Grasu, I. Turculeţ, C. Catană, Marilena Niţă
Petrografia mezozoicului din "Sinclinalul Marginal Extern". Editura Academiei Române, 199

În curs de pregătire:

C. Grasu, C. Catană, I. Boboş
Petrografia formaţiunilor din Molasa Carpaţilor Orientali

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ISBN 973-31-0803-0

LEI 6000